

29.14



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

**" ESTUDIOS DE PETROGRAFÍA, MINERAGRAFÍA, INCLUSIONES FLUIDAS EN  
TEJAMANILES, ZONA SUR DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES,  
MICHÓACÁN "**

**T E S I S**

Que para obtener el título de  
**INGENIERO GEOLOGO**  
p r e s e n t a

**MARCOS HURTADO OROZCO**

**México, D. F.**

**Agosto de 1988**



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# INDICE

## RESUMEN

### CAPITULO I: INTRODUCCION

1.1 GENERALIDADES .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	1
1.3 LOCALIZACION .....	2
1.4 TRABAJOS PREVIOS .....	4
1.5 LOCALIZACION DE POZOS .....	6

### CAPITULO II: GEOLOGIA

2.1 FISIOGRAFIA .....	10
2.2 GEOLOGIA REGIONAL .....	10
2.3 GEOLOGIA LOCAL .....	13
2.4 GEOLOGIA ESTRUCTURAL .....	21
2.4.1 Importancia de la Geología Estructural en el campo de Los Azufres .....	25
2.5 TECTONICA .....	26
2.5.1 Tectónica local .....	30

### CAPITULO III: ESTUDIOS PETROGRAFICOS Y DE RAYOS X

3.1 INTRODUCCION .....	34
3.2 METODO DE TRABAJO .....	35
3.3 DESCRIPCION PETROGRAFICA .....	36
3.3.1 Estabilidad de minerales primarios .....	37
3.3.2 Minerales de alteración hidrotermal .....	38
3.4 DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X .....	59
3.4.1 Método de trabajo .....	59
3.5 DESCRIPCION DE MINERALES ARCILLOSOS .....	59

## **CAPITULO IV: ESTUDIO DE MINERALES OPACOS**

4.1 INTRODUCCION .....	63
4.2 METODO DE TRABAJO .....	63
4.3 DESCRIPCION MINERAGRAFICA .....	64
4.3.1 Distribución de minerales primarios .....	64
4.3.2 Distribución de minerales secundarios .....	65

## **CAPITULO V: ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS**

5.1 INTRODUCCION .....	77
5.2 METODO DE TRABAJO .....	78
5.2.1 Preparación de muestras .....	78
5.2.2 Análisis de inclusiones fluidas .....	78
5.2.3 Breve descripción del método .....	79
5.3 DESCRIPCION DE RESULTADOS .....	85
5.4 INTERPRETACION DE RESULTADOS .....	93

## **CAPITULO VI: DISCUSION**

6.1 ALTERACION HIDROTHERMAL Y METAMORFISMO .....	105
6.2 FISICO-QUIMICA DEL SISTEMA HIDROTHERMAL .....	134
6.3 CARACTERISTICAS Y CONSECUENCIAS DE LA EBULLICION .....	141
6.4 SIMILITUDES Y DIFERENCIAS ENTRE CAMPOS GEOTERMICOS Y SISTEMAS HIDROTHERMALES FOSILES .....	159

## **CAPITULO VII: CONCLUSIONES**

7.1 RECOMENDACIONES .....	169
---------------------------	-----

**BIBLIOGRAFIA**

**ANEXOS**

## RESUMEN

El campo geotérmico de Los Azufres es un centro volcánico silíceo cuaternario ubicado en la porción noreste del Estado de Michoacán dentro de la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico. La estratigrafía local está compuesta por un gran espesor de andesitas microlíticas con intercalaciones de andesitas porfídicas, andesitas basálticas y tobas andesíticas de edad Mioceno-Plioceno. Las rocas silíceas cuaternarias se agrupan en tres unidades diferentes en orden cronológico son: Riolita Agua Fría, Dacita San Andrés y Riolita Yerbabuena.

El campo Los Azufres está afectado por tres distintos sistemas de fallamiento, de los cuales el sistema E-W es el más importante desde el punto de vista geotérmico.

Se analizaron cinco pozos de la zona sur del campo (Módulo Tejamaniles): Az-18, Az-35, Az-26, Az-50 y Az-25. Los estudios petrográficos, mineralográficos y de difracción de rayos X permitieron identificar y cuantificar la mineralogía de alteración hidrotermal en el subsuelo de dicho Módulo lográndose hacer correlaciones mineralógicas a lo largo de dos secciones de orientación NW-SE y NE-SW.

Los estudios se realizaron sistemáticamente a cada 20 metros de profundidad obteniéndose un confiable control estratigráfico de la mineralogía de alteración hidrotermal, la cual, ha sido tratada en términos de metamorfismo reconociéndose al metamorfismo hidrotermal como un nuevo tipo de baja presión exclusivo de los campos geotérmicos activos y fósiles. Por otro lado, se demuestra el importante papel de la mineralogía hidrotermal en la predicción de las condiciones físico-químicas del yacimiento geotérmico, como por ejemplo el pH, la actividad de algunas especies iónicas disueltas, las temperaturas del subsuelo, la fugacidad de oxígeno, la permeabilidad, la composición química del fluido, etc., y por consecuencia también de sus análogos yacimientos hidrotermales de baja temperatura.

Los estudios de inclusiones fluidas permitieron caracterizar la salmuera hidrotermal encontrándose un fluido homogéneo poco concentrado a profundidad y un fluido heterogéneo hasta 12 veces más concentrado en zonas superiores del yacimiento. Este comportamiento en la salmuera geotérmica está acompañado de un cambio en la composición química de la misma, los cuales son producto de la ebullición, fenómeno directamente responsable de éstos cambios, así como de la depositación mineral. La ebullición es ubicada espacialmente gracias a las observaciones ópticas que muestran relaciones volumétricas heterogéneas en inclusiones fluidas en un mismo plano cristalográfico. Los resultados indican que la ebullición existe aproximadamente a los 1200 m.s.n.m. a  $270 \pm 10^\circ\text{C}$  y a una presión hidrostática de  $85 \pm 10$  bares.

# CAPITULO I

## INTRODUCCION

### 1.1 GENERALIDADES

Los Azufres es una zona de manifestaciones termales cuyas funciones terapéuticas y turísticas lo han hecho conocido desde hace mucho tiempo. Las principales manifestaciones son manantiales de aguas calientes con temperaturas de hasta de 95°C, fumarolas que desprenden vapores y gases, y volcanes de lodo.

Las zonas con manifestaciones termales están ligadas espacial y temporalmente al vulcanismo; de hecho la geotermia es el recurso energético más estrechamente relacionado con él.

El área de Los Azufres se ubica dentro de la Faja Volcánica Mexicana (*Venegas S. et al, 1985*) que es una provincia volcánica muy joven en la cual coexisten dos factores de suma importancia para la formación de sistemas geotérmicos activos: actividad magmática reciente y sistemas estructurales activos o de reciente formación. La fuente magmática aporta el calor necesario y las estructuras sirven como conductoras de los probables fluidos geotérmicos. Esta actividad volcánica reciente indica que en el subsuelo pueden existir cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento, cuya temperatura quizá no es lo suficientemente alta para provocar nuevas erupciones pero probablemente si lo es para generar un sistema hidrotermal activo, eventualmente aprovechable para la instalación de una planta geotermoelectrica.

En la Faja Volcánica Mexicana se ha comprobado la existencia de otros campos geotérmicos (Los Humeros en Puebla y La Primavera en Jalisco) que junto con Los Azufres están fuertemente asociados a vulcanismo silíceo. Algunos autores sostienen que esta estrecha asociación no es fortuita en vista de que las cámaras magmáticas altamente diferenciadas constituyen una fuente ideal de calor, y sus estructuras asociadas pueden, en ocasiones, favorecer el desarrollo de un sistema hidrotermal susceptible de explorarse (*Ferriz y Mahood, 1986*). No obstante, la práctica ha demostrado que si bien la actividad volcánica silícea reciente es una buena guía de exploración, no garantiza el éxito de dicha exploración directa ni garantiza tampoco la evaluación del potencial geotérmico de una zona en particular en vista de que hay otros factores clave que propician la formación de un yacimiento; uno de ellos, y el más importante, es tener una porosidad y

permeabilidad adecuada que en el caso de yacimientos hospedados en rocas volcánicas, como en el caso de los yacimientos de la Faja Volcánica Mexicana, tendrá que ser secundaria, de este modo las estructuras (fallas y fracturas) sirven como colectoras de esos fluidos y las zonas donde ellas se intersectan serán las de mayor importancia desde el punto de vista geotérmico (*Venegas S. et al, 1985*).

En la *figura 1* se puede observar un modelo bastante general en el que se representan las principales partes de un yacimiento geotérmico: una fuente de calor, una capa de rocas permeables que tengan y permitan la circulación del fluido y dos capas de rocas impermeables (una arriba y otra debajo de las rocas permeables) que sirvan para encajonar el yacimiento geotérmico. Así las manifestaciones hidrotermales surgen como producto de la combinación de dos factores: los flujos de calor generados a profundidad por la fuente de calor y condiciones geohidrológicas favorables. De este modo, los flujos térmicos alcanzan la columna de agua subterránea circulante y el agua asciende como vapor o manantial termal por las estructuras (fallas y fracturas).

Existen otros factores que hacen que en la realidad los yacimientos geotérmicos sean mucho más complejos que el representado en la *figura 1*, entre otros están, por ejemplo, la heterogeneidad litológica del subsuelo y la complejidad estructural del área.

Los trabajos exploratorios en Los Azufres comenzaron en 1975 y actualmente la exploración del campo continúa simultáneamente con su explotación y junto con el campo de Cerro Prieto en Baja California, constituyen los únicos campos en México que generan energía eléctrica. El primero cuenta con una capacidad instalada de 30 MW y para este año (1988), se pretende arrancar una planta generadora de 55 MW. El campo de Cerro Prieto es el más grande de Latinoamérica y el segundo más grande del mundo con una capacidad instalada de 620 MW (*Mercado S., 1987*).

## 1.2 OBJETIVOS

Existen diversos motivos que han propiciado la realización del presente estudio que forma parte de una serie de trabajos (*Robles C.J., 1987; González S.F., 1987; Torres A.I., 1988*) recientemente iniciados y que van destinados a tener un conocimiento óptimo de las condiciones físico-químicas y de alteración hidrotermal del yacimiento geotérmico de Los Azufres. De este modo los objetivos se enumeran a continuación:

1. Identificar y conocer la distribución espacial de los minerales hidrotermales en la zona sur del campo geotérmico de Los Azufres.

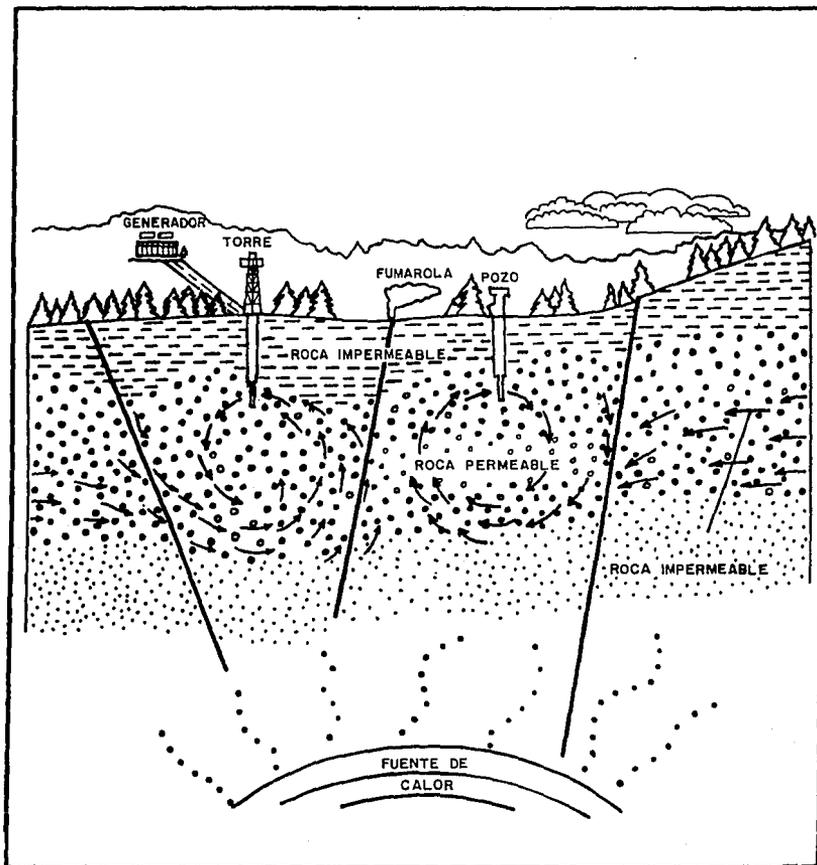


Fig. 1.- Modelo idealizado de un campo geotérmico.

Tesis Profesional  
 Facultad de Ingeniería  
 UNAM-1988  
 Hurtado O. M.

2. Cuantificar la mineralogía hidrotermal.
3. Conocer la evolución físico-química de la salmuera y del yacimiento en general.
4. Establecer la correlación entre la distribución y la evolución de las diferentes paragénesis minerales.
5. Definir la evolución térmica en el subsuelo del campo.
6. Realizar los estudios a través de cuatro técnicas distintas (Minerografía, Petrografía, Microtermometría y Difractometría de Rayos X) con el fin de generar el mayor número de datos posibles para hacer una mejor interpretación del yacimiento.

### 1.3 LOCALIZACIÓN

El campo de Los Azufres está situado en el estado de Michoacán a 200 Km al noroeste de la ciudad de México y a 95 Km al noreste de la ciudad de Morelia. El área se ubica en un alto topográfico conocido como Sierra de San Andrés en la porción nororiental del Estado y se encuentra entre las coordenadas geográficas de 19°42' y 19°50' de Latitud Norte y entre los 100°33' y 100°45' de Longitud Oeste (Figura 2). Como vías de acceso se tiene la carretera federal No. 15 que une las ciudades de México y Tijuana; en el Km 122, en el tramo Cd. Hidalgo-Morelia, se encuentra una desviación pavimentada a través de la cual, y a lo largo de 24 Km, se llega al campo geotérmico cruzando únicamente el poblado de Sn. Pedro Jácuaro. Al norte la comunicación se hace por la carretera federal No. 126 Atlacomulco-Morelia vía Maravatú. en el Km 96 existe una desviación a Jerahuaro, misma que llega al campo (Robles C.J., 1987). La zona geotérmica de los Azufres tiene un área de interés aproximada a los 42 Km<sup>2</sup> y sus límites geográficos son al Norte con la carretera Maravatú-Zinapécuaro, al Sur con Cd. Hidalgo y la carretera federal No. 15, hacia el oriente con la carretera federal No. 122 en su tramo Cd. Hidalgo-Maravatú y al occidente con el poblado de Queréndaro (De la Cruz et al, 1983). El campo geotérmico ha sido dividido en dos principales áreas; el área norte llamada Módulo Marítaro y el área sur llamada Módulo Tejamaniles a la cual corresponde este estudio. A su vez estas zonas están divididas por una zona central definida por una estructura dómica. El módulo Tejamaniles comprende una superficie de 24 Km<sup>2</sup> y se ubica entre los 19°46' y 19°48' de Latitud Norte y los 100°39' y 100°41' de Longitud Oeste.

### 1.4 TRABAJOS PREVIOS

En México solo existen dos organismos dedicados al estudio de los campos geotérmicos, ellos son el Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE) y la Comisión

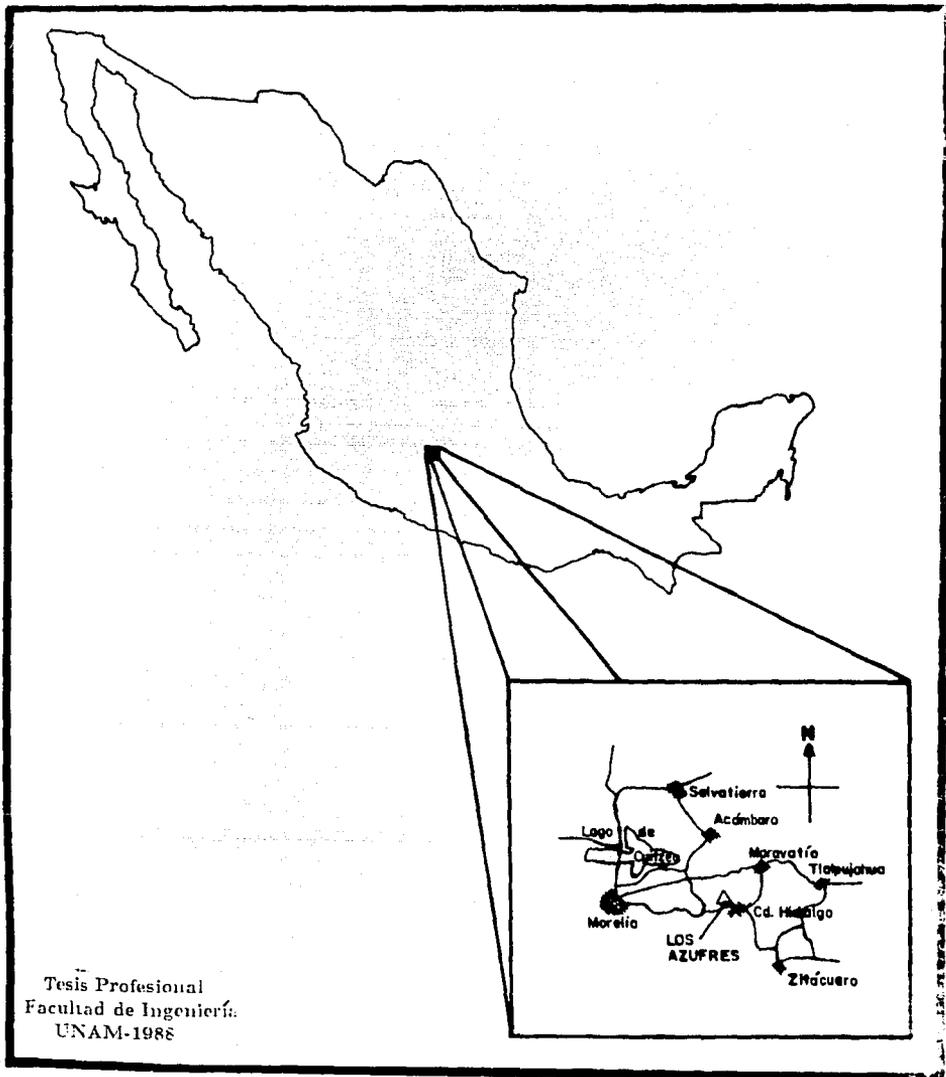


Fig. 2.- Localización del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.

Federal de Electricidad (CFE). En ellos se han realizado la mayoría de los trabajos concernientes al campo de Los Azufres. En lo que respecta a la alteración hidrotérmal y microtermometría (objetivos centrales del presente estudio) destacan los realizados por: *Nieva G.D. et al, 1977; Gutierrez N. y Aumento F., 1982; Cathelineau M. et al 1983,1985,1986; Viggiano J.C.G., 1983,1987; González S.F.,1987; Robles C.J.,1987; Robles C.J. et al, 1987; González P.E. et al, 1987; Torres A.I.,1988; González P.E. y González S.F.,1988; González P.E.,1988.*

## **1.5 LOCALIZACION DE POZOS**

El campo de Los Azufres ha sido dividido en dos zonas: la zona norte también conocida como Módulo Maritaró y la zona sur también conocida como Módulo Tejamaniles. Ambas zonas están separadas por una estructura dómica de la unidad riolítica Agua Fría que ocupa la zona central del campo (*figura 3*). El límite norte de la zona sur está formado por la falla San Alejo de inclinación hacia el NW (*Garduño M., 1985*).

Para la realización del presente trabajo se utilizaron muestras provenientes de cinco pozos de la zona sur del campo Los Azufres. En la *figura 3* se muestra la ubicación de los pozos en dicho módulo y sus características se describen a continuación:

### **1. Az-50**

- Profundidad : 1505 m
- Tipo de pozo: Exploratorio
- Elevación : 2730 msnm

### **2. Az-18**

- Profundidad : 1320 m
- Tipo de pozo: Productor
- Elevación: 2960 msnm

### **3. Az-25**

- Profundidad : 2075 m
- Tipo de pozo: Productor
- Elevación: 2888 msnm

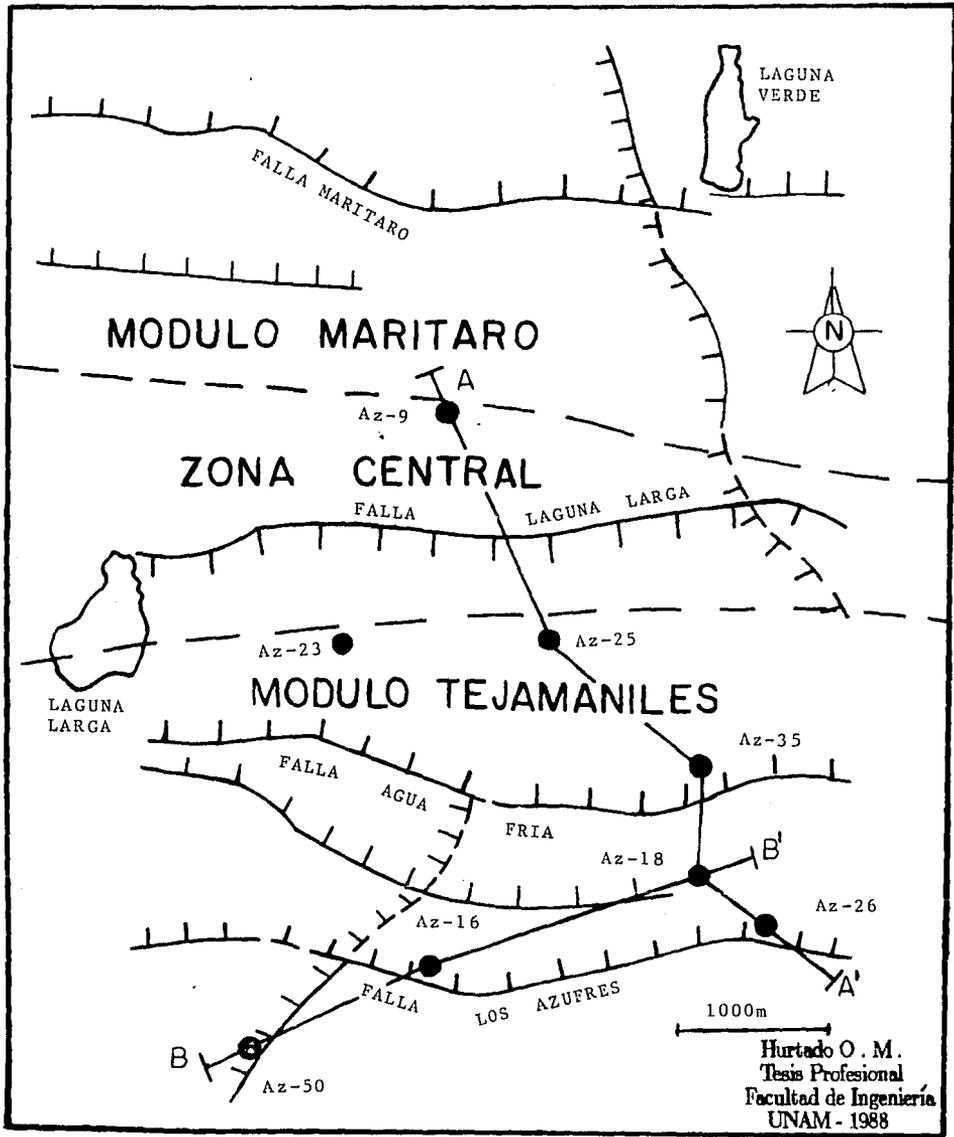


Fig. 3.- División sectorial del campo geotérmico Los Azufres con las secciones propuestas A-A' y B-B'.

**4. Az-35**

- Profundidad : 1240 m
- Tipo de pozo: Productor
- Elevación: 2870 msnm

**5. Az-26**

- Profundidad : 1241 m
- Tipo de pozo: Productor
- Elevación: 2909 msnm

Para la elaboración de secciones y para la correlación del subsuelo se consideraron dos pozos más que fueron previamente estudiados por *González S.F.(1987)*; ellos son:

**6. Az-9**

- Profundidad : 2500 m
- Tipo de pozo: Productor
- Elevación: 2941 msnm

**7. Az-16**

- Profundidad : 2500 m
- Tipo de pozo: Productor
- Elevación : 2823 msnm

El pozo Az-9 se ubica en la zona central del campo, mientras que el pozo Az-16 se encuentra en la zona sur del campo. Con estos siete pozos se elaboraron dos secciones geológicas (*figura 3*); la sección AA' de rumbo NW-SE (*figura 7*) y la sección BB' de rumbo NE-SW (*figura 8*). Existe otro pozo igualmente estudiado por *González S.F. (op.cit.)* pero que no fue considerado para las secciones. sin embargo, su ubicación en la zona sur del campo lo hacen susceptible de utilizarlo para efectos de interpretación:

**8. Az-23**

- Profundidad : 1832 m
- Tipo de pozo: Inyector
- Elevación: 2907 msnm

## CAPITULO II

### GEOLOGIA

#### 2.1 FISIOGRAFIA

El area de Los Azufres regionalmente queda ubicada dentro de la Provincia Fisiográfica del Eje Neovolcánico (*Ruiz, 1964*), Eje Neovolcánico Transmexicano (*Demant et al, 1976*), Faja Volcánica Mexicana (*Mooser F., 1972; Venegas et al, 1985*) o Cinturon Volcánico Mexicano (*Cathelineau et al, 1987*).

Esta provincia se caracteriza por tener una orientación transversal a la República Mexicana y por ende ser distinta a las demas unidades estructurales del pais. Algunos autores sugieren que esta cadena montañosa se extiende desde la costa del Oceano Pacifico hasta la costa del Golfo de México a traves de mas de 1000 Km de longitud (*Mooser F., 1972*) ; mientras que otros sugieren que la Faja Volcánica Mexicana tiene su limite oriental en los centros volcánicos de Cofre de Perote y Pico de Orizaba (*Demant A., 1978; Robin C., 1982*), o bien en la zona Jalapa-Actopan (*Torres, et al, 1988*).

La Faja Volcánica Mexicana esta formada en su totalidad por rocas volcánicas originadas tanto por vulcanismo fisural como por aparatos centrales ya sean conos cineríticos o volcanes compuestos. La distribución de los volcanes ha propiciado que la Faja Volcánica Mexicana sea dividida en diversas áreas con características morfológicas distintivas. Así pues, *Demant (1978)* reconoce cinco principales áreas dentro de la Faja Volcánica Mexicana: La Fosa Tectónica de Tepic-Chapala, La Fosa Tectónica de Colima, Los Campos Volcánicos de Michoacán, la región de Los Grandes Valles y la región de El Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Del mismo modo *Venegas et al (1985)* hacen una subdivision sectorial de la Faja basandose también en la distribución de los centros eruptivos: estas zonas se muestran en la *figura 4* y de oriente a occidente son: Jalapa; México; Los Azufres; Michoacán; NE de Guadalajara; Colima; La Primavera-Tequila, SW de Tequila; Ceboruco y finalmente la zona de Sanganguey- San Juan

Desde el punto de vista vulcanológico y petroológico, en la Faja Volcánica Mexicana se reconocen los grandes Estratovolcanes que caracterizan dicha provincia,

entre los más importantes están el conjunto Pico de Orizaba-Cofre de Perote; El Volcán de Colima-Nevalo de Colima; El Popocatepetl-Iztaccihuatl y algunos otros que se encuentran aislados como La Malinche, El Tancitaro y El Nevado de Toluca. De la misma manera, dentro de la Faja se reconocen los grandes campos de volcanes monogenéticos (*Demant op cit*) y/o conos cineríticos como los que forman los grandes campos volcánicos de Michoacán. Finalmente se encuentran también las calderas asociadas a vulcanismo ácido como son La Primavera en Jalisco. Los Humeros en Puebla. Huichapan en Hidalgo y Amealco en Queretaro.

Particularmente, la zona de Los Azufres se encuentra en una serranía cuyas cotas varían de 2400 a 3600m estando los puntos más altos representados por los cerros San Andrés, Pitzcuaro, El Gallo, La Providencia, Chinapo (*Camacho A., 1979*) y el cerro Zacatonal (*De la Cruz et al. 1983*). Los derrames volcánicos que dieron origen a esta zona montañosa fueron tanto fisurales como a partir de aparatos centrales. Existen otras formas constructivales de tipo dómico afectadas por grandes fallas corticales que originan un relieve característico de fosas y pilares (*De la Cruz, op cit*). En los extremos Norte y Este del campo existen algunos conos cineríticos y derrames lávicos de composición basáltica producidos por el vulcanismo más reciente. El campo de Los Azufres en términos generales está formado por un relieve joven donde los procesos denudatorios están originando grandes abanicos aluviales y de pie de monte.

## 2.2 GEOLOGIA REGIONAL

La superficie de la zona centro de la República Mexicana está cubierta en gran parte por rocas eruptivas de la Faja Volcánica Mexicana. En esta misma área convergen diversas unidades estratigráficas que revisten gran importancia en el conocimiento de la evolución tectónica del país; sin embargo los afloramientos de ellas están restringidos a las zonas que no fueron cubiertas por dichas unidades igneas, o en su defecto, han aflorado sobre éstas mediante la combinación de diversos factores geológicos. En otros contados casos, se ha sabido de su existencia cuando en la perforación de algunos pozos se ha atravesado el paquete de rocas volcánicas y se ha llegado a las unidades más antiguas.

Diversos autores (*Fries C., 1960; De Cserna 1975, 1978; Campa et al 1974; entre otros*) han estudiado esas unidades sin que hasta ahora se tenga una relación estratigráfica y tectónica perfectamente conocida de ellas. La relativa escasez y poca continuidad lateral de los afloramientos, así como los fenómenos tectónicos que han acaecido en la zona son causa principal de tal desacuerdo.

Las rocas más antiguas descritas en la porción centro de México (Estados

de Colima, Michoacán, Guerrero y México) corresponden a sedimentos pelítico-psamíticos con algunas intercalaciones de rocas volcánicas, todas ellas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado facies esquistos verdes que aflora en la región de Taxco, Teloapan, Ixtapan de la Sal, Tonalico, Sultepec, Zacualpan, Tepetitla, El Oro Tlalpuhahua, Coalcoman y Huetamo (González y Torres, 1988); cerca del área de estudio estas rocas afloran en las regiones de Aporo, Senguio, Tuxpan y Zitácuaro (Camacho A., 1979; Dobson P., 1984 y Garfias F.A. y González S.A., 1978). Las rocas metamórficas fueron descritas originalmente por Fries, (1960) a las que denominó Esquisto Taxco y les asignó una edad Precámbrica. Sobreya-ciendo a estas rocas está una secuencia de derrames de lava y tobos de composición andesítico-dacítica con interestratificaciones de sedimentos de tipo lutitas, areniscas y conglomerados, todos ellos afectados también a un metamorfismo de facies esquistos verdes. Esta unidad fue descrita igualmente por Fries (*op. cit.*) y le llamó Rocaverde Taxco Viejo asignándole una edad Triásico Superior. Estas rocas afloran en las regiones de Teloapan y Arcelia, y en general hay varios afloramientos en la región norte de Guerrero y sur de Michoacán. Campa et al (1974) consideran a las rocas metavolcánicas de la Rocaverde Taxco Viejo y a las rocas metasedimentarias del Esquisto Taxco como una sola unidad vulcanosedimentaria basándose en relaciones estratigráficas y litológicas. Además dicho autor encontró fósiles marinos que reflejan una edad para estas rocas del Titoniano (Jurásico superior) al Aptiano (Cretácico inferior). González y Torres (1988) hacen un análisis comparativo de todas las descripciones y evidencias reportadas en la literatura y ayudándose con sus propios datos de campo concluyen que en el occidente Mexicano se formaron dos secuencias vulcanosedimentarias mesozoicas; en la primera de ellas los sedimentos pelíticos predominan sobre las rocas volcánicas y dicha secuencia se caracteriza por alcanzar un metamorfismo de facies esquistos verdes. Esta secuencia tiene una edad Triásico superior-Jurásico inferior y corresponde a lo llamado Esquisto Taxco. Estas rocas son las que afloran al sur y sureste del área de Los Azufres.

La otra secuencia vulcanosedimentaria siempre sobreyace a la primera y se caracteriza por presentar asociaciones litológicas más características de un ambiente de arco insular-mar marginal. Aquí el vulcanismo submarino es más evidente y se encuentra interestratificado con rocas calcáreas de plataforma; conglomerados, areniscas y lutitas. Esta segunda secuencia vulcanosedimentaria tiene una edad Jurásico superior-Cretácico inferior y se caracteriza por tener metamorfismo incipiente y procesos de espilitización (González y Torres, 1988). A esta secuencia pertenece la llamada Rocaverde Taxco Viejo y sus mejores afloramientos se ubican en las costas de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco y que ha sido llamado por otros autores como Conjunto Petrotectónico de Zihuatanejo, Guerrero-Coalcomán, Michoacán. Cerca del área de Los Azufres no se reportan afloramientos semejantes o equivalentes a los de esta secuencia, sin embargo en regiones aledañas se sabe de la existencia de afloramientos de calizas y lutitas cuya edad cae dentro del rango Ju-

rásico superior-Cretácico inferior (*López Ramos 1973*). Similares afloramientos son reportados en Jalisco, Guerrero, Colima y Estado de México (*Daute M.Z., 1984*), lo que sugiere que el arco insular-mar marginal con su sedimentación vulcanosedimentaria no llegó a las zonas más orientales predominando ahí una sedimentación del tipo plataforma continental (*González y Torres, op cit.*).

El Cretácico Superior está definido por una secuencia sedimentaria tipo flysch que forma una megaestructura llamada anticlinal de Patámbaro de orientación NNW-SSE (*Camacho A., 1979*). Es probable que este ambiente sedimentario marino haya continuado hasta el Paleoceno, pero a partir del Eoceno y hasta el Oligoceno hubo depositación continental de areniscas y areniscas conglomeráticas llamadas Grupo Balsas (*Camacho A., op. cit.*). Estas rocas afloran en la región de Patámbaro Michoacán a 35 Km al SW del campo geotérmico (*Garfias y González, 1973; Dobson y Mahood 1985*), y en muchos otros sitios del centro-occidente de México (*López Ramos op.cit.*).

A partir del Mioceno y hasta el Reciente las principales rocas que se han formado son volcánicas y son las que forman el paquete ígneo de la Faja Volcánica Mexicana. *Venegas et al (1985)* hacen una discusión amplia acerca de este gran espesor de rocas y concluyen que existen dos principales épocas de extrusión lávica separadas entre sí por un hiatus magmático que varía según el área que se trate pero que en términos generales se ubica entre los 3.5 y 1 m.a. en el sector oriental de la Faja, entre unos 3 y 1 m.a. en el sector occidental y entre unos 6 y 2 m.a. en el área de Los Azufres y zonas circundantes. El primer paquete volcánico se formó desde el Mioceno hasta el Plioceno (de los 21 a los 5 o 4 m.a.); está formado casi en su totalidad por rocas andesíticas y corresponderían a una "Paleofaja Volcánica Mexicana" que sirve como basamento al vulcanismo Plio-cuaternario que tradicionalmente se ha considerado como típico de la Faja Volcánica Mexicana, cuyos productos ígneos son muy semejantes a los productos Mio-pliocénicos basamentales, pero esta última se caracteriza por tener asociado vulcanismo ácido proveniente de cámaras magmáticas más someras y diferenciadas como Los Azufres, La Primavera y los Humeros.

## 2.3 GEOLOGIA LOCAL

El campo geotérmico de Los Azufres está dominado por rocas volcánicas que van del Mioceno al Cuaternario. Todas ellas en conjunto forman un gran paquete ígneo cuyos espesores llegan a sobrepasar en algunas zonas los 3000 m. según información obtenida de los pozos perforados (53 hasta la fecha). Estas rocas han sido objeto de diversos estudios (*Aumento y Gutiérrez, 1980; Dobson y Mahood, 1985;*

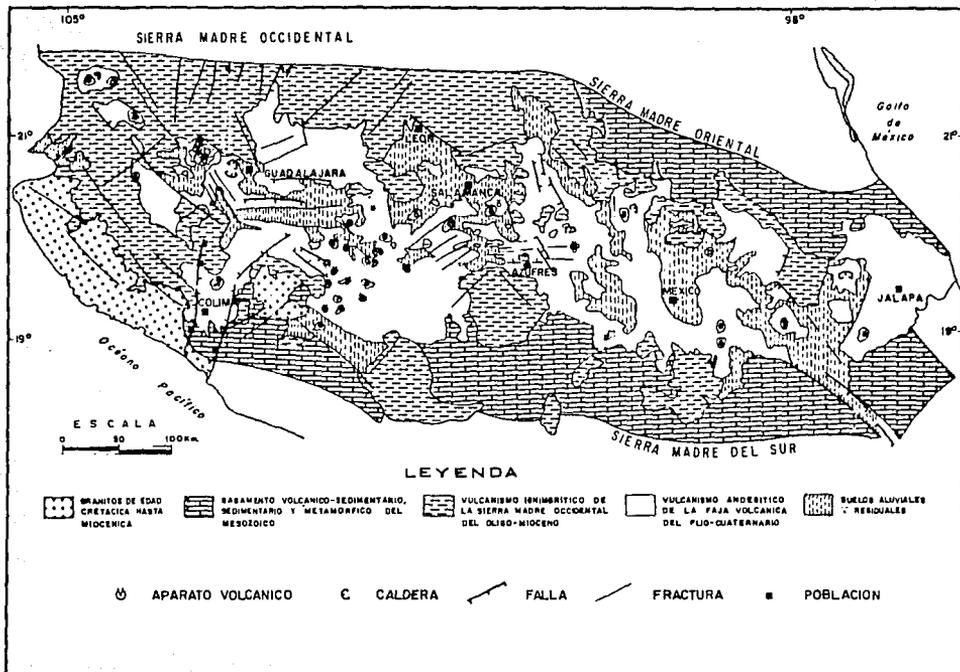


Fig. 4.- Unidades litológicas de la Faja Volcánica Mexicana.  
Tomado de Venegas et.al., 1985.

*De la Cruz et al, 1983; Cathelineau et al, 1987; Camacho A., 1979; Dobson P., 1984; Venegas et al, 1985*) cuya finalidad primordial ha sido establecer la correcta estratigrafía del área, así como las relaciones geocronológicas de las unidades. Un resumen de la estratigrafía es mostrado a continuación.

### **Andesita Microlítica**

Esta unidad está formada por un potente espesor de rocas volcánicas principalmente andesitas de textura microlítica teniendo intercalaciones ocasionales de flujos basálticos, tobas líticas andesíticas y andesitas porfídicas (*Dobson y Mahood, 1985; Cathelineau et al, 1987*). Los mayores espesores cortados corresponden a los pozos Az-44 con 3000m y Az-20 con 2900m (*Fig.9*). Las edades reportadas para estas rocas van desde los 10 m.a. en muestras de las partes más profundas del pozo Az-20, hasta 1 m.a. en la parte superior de esta secuencia (*Dobson y Mahood, op. cit.*). Por su parte *Aumento y Gutiérrez (1980)* reportan edades para estas rocas desde los 10.1±0.6 m.a. hasta los 5.9±0.6 m.a., mientras que *Dobson P. (1984)* reporta edades para estas rocas de 18 a 13.5 m.a..

La Andesita Microlítica constituye el basamento local del campo geotérmico y corresponden a lo que *Venegas et al (1985)* denominan Paleofaja Volcánica Mexicana. Estas rocas están muy fracturadas y en las zonas de manifestaciones termales se encuentran bastante alteradas observándose procesos de caolinización, propilitización, cloritización, oxidación y silicificación (*De la Cruz et al 1983*). La roca en estas condiciones se muestra deleznable y de color gris verdoso, mientras que, cuando está poco alterada se observa compacta, de color gris oscuro, con fractura subconcoidea y textura afanítica (*Camacho A., 1979*). Los análisis petrográficos, en particular los del pozo Az-50, cuya litología puede verse en la *figura 8* y que es el que corta más roca sana de los cinco pozos estudiados, indica que la unidad está compuesta en su mayor parte por una serie de derrames andesíticos que varían de Andesitas basálticas ocasionalmente con olivino, a Andesitas de augita, Andesitas de augita-hiperstena y Andesitas de augita-hornblenda-biotita.

Sobreyaciendo a la Andesita Microlítica está un paquete de rocas ácidas que es el que caracteriza el campo geotérmico de los Azufres. Dentro de estas rocas se han podido diferenciar tres principales grupos eruptivos: la Riolita Agua Fria, la Dacita San Andrés y la Riolita Yerbabuena. *Dobson P., (1984)* considera que el vulcanismo silíceo comenzó poco después de la última erupción andesítica, mientras que *Venegas et al (op. cit)* consideran que previo al vulcanismo silíceo existió un hiatus magmático que oscila entre 6 y 2 m.a.

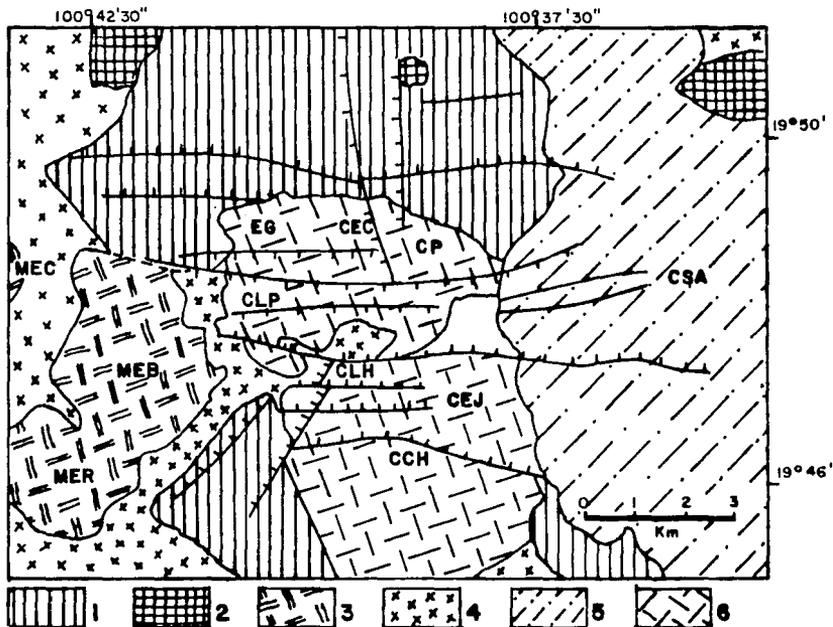


Fig. 5.- Mapa geológico-estructural del centro volcánico Los Azufres. (EG) Cerro el Gallo; (CEC) Cerro el Chino; (CP) Cerro Pízcuaru; (CLP) Cerro La Providencia; (CLH) Cerro Las Humaderas; (CEJ) Cerro el Jilquero; (CCH) Cerro Chinaro; (MEC) Mesa el Rosario; (CEG) Cerro el Guangoche; (CSA) Cerro San Andrés.

1. Andesitas
2. Basaltos
3. Riolita Yerbabuena
4. Unidades tobáceas
5. Dacita
6. Riolita Agua-Fría

(Tomado de Dobson P., 1984)

## Riolita Agua Fría

La Riolita Agua Fría también llamada Riolita Fluidal, consiste de domos y derrames muy cortos que totalizan aproximadamente  $10-15 \text{ Km}^3$  en volumen y cubren una área de  $35 \text{ Km}^2$  en la parte central (Fig.5) del centro volcánico de Los Azufres (Dobson P., op. cit.). La roca muestra un color gris azulado y gris rosado, compacta, tiene estructuras de flujo con algunos lentes de obsidiana y esférulas bien desarrolladas, ocasionalmente muestra textura perlítica y huellas de devitrificación: además es una de las unidades más afectadas por el hidrotermalismo (Camacho A., op. cit.). Los domos varían de riódacíticos a riolíticos altamente silíceos: fechamientos llevados a cabo en obsidianas no hidratadas provenientes del cerro El Gallo y del cerro Chinapo arrojaron edades de  $0.84 \pm 0.02 \text{ m.a.}$  y  $1.03 \pm 0.02 \text{ m.a.}$  una más del cerro Las Humaderas arrojó datos de  $0.93 \pm 0.04 \text{ m.a.}$ , lo cual evidencia un intervalo corto de actividad de las riolitas Agua Fría (Dobson y Mahood op. cit.).

Acompañando a esta unidad se observan fases ignimbríticas y tobáceas producto de eventos explosivos que acompañaron el emplazamiento de los domos. Estas rocas constituyen una unidad llamada Toba Riolítica Vitrea (De la Cruz et al (1983), la cual está formada casi exclusivamente por fragmentos de vidrio ácido sin devitrificación acompañados de fragmentos de rocas del basamento andesítico.

Estructuralmente se han reconocido dos posibles centros de emisión que forman grandes estructuras dómicas riolíticas, una de ellas es el cerro El Chinapo y la otra está formada por los cerros Los Ajolotes, La Providencia y El Gallo. Finalmente, el espesor más grande cortado en esta unidad fue en el pozo Az-23 (González S.F., 1987) con más de 1000m en el límite entre la zona sur y central del campo (Fig. 3). En los pozos estudiados la unidad fue cortada por los pozos Az-35, Az-25, Az-18 y Az-16 (Figs.7 y 8).

## Dacita San Andrés

Este grupo eruptivo está constituido por los domos y flujos dacíticos y riódacíticos San Andrés. Estas lavas cubren una área de  $70 \text{ Km}^2$  al Este de las riolitas Agua Fría (Fig. 5), y se les estima un volumen aproximado de  $15 \text{ a } 20 \text{ Km}^3$  (Dobson y Mahood, 1985). El conducto principal de eyección es el cerro San Andrés (volcán San Andrés) con una elevación de 3550 m.s.n.m. lo que lo hace la principal estructura volcánica del campo. Estas dacitas y riódacitas porfíricas ricas en hornblenda son de color gris oscuro a gris azulado y comúnmente muestran estructuras bandeadas de flujo, ocasionalmente contienen fragmentos arrancados del basamento andesítico (Camacho A., 1979). Fechamientos en estas rocas indican edades de  $0.33 \pm 0.07 \text{ m.a.}$

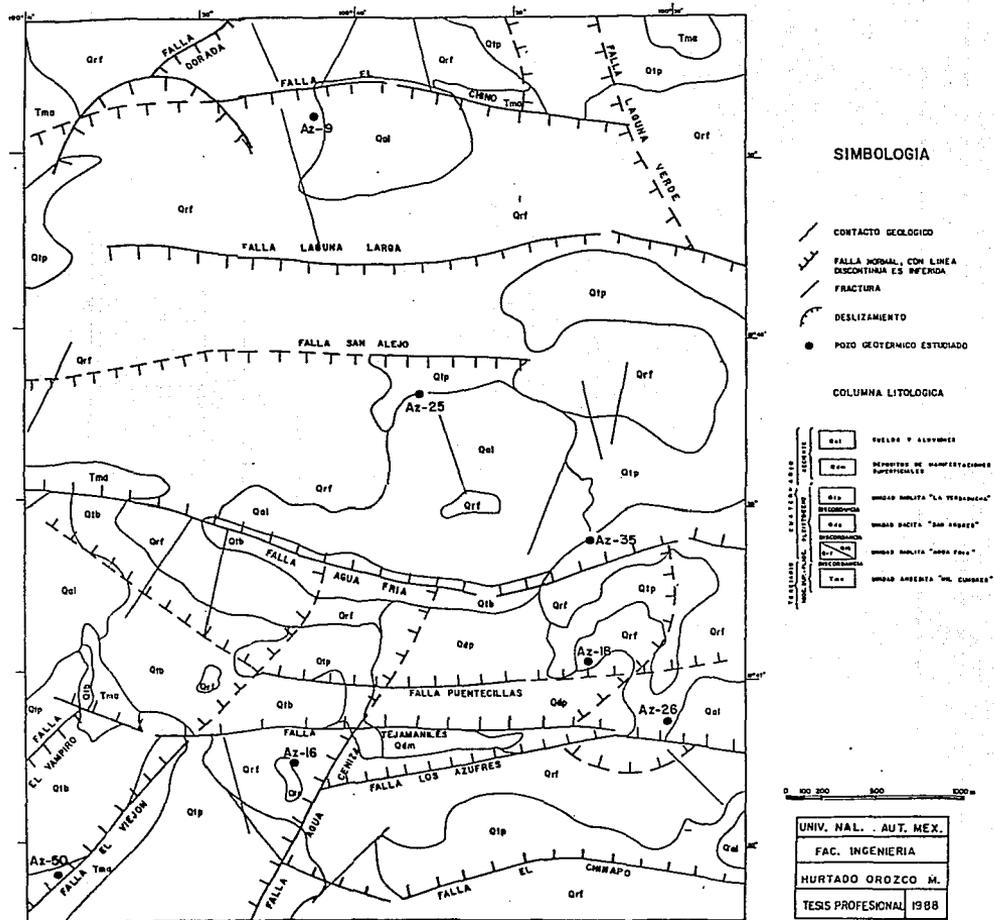


Fig. 6.- Plano geológico del Módulo Tejamaniles, campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.

(Dobson P., 1984), 0.7 m.a. (Aumento y Gutiérrez, 1980) y  $0.38 \pm 0.01$  m.a. (Demant et al 1975, en Cathelineau et al 1987).

El pozo Az-35 cortó desde la profundidad de 780 m rocas dacíticas las cuales pudieran corresponder a una estructura secundaria del volcán San Andrés: tal estructura parece ser un pequeño domo sepultado (figura 7). La Comisión Federal de Electricidad reporta similares rocas en los pozos Az-20, Az-6. y Az-1, pero son considerados como derrames dacíticos pertenecientes al paquete volcánico basamental previamente descrito como Andesita Microlítica. En este trabajo se considera la primera idea basándose en las siguientes relaciones (cabe hacer mención que éstas son solamente especulaciones en vista de que no se cuenta con otra evidencia que no sea más que la proporcionada por el pozo): la relativa cercanía con el volcán San Andrés: la falta de conocimiento del posible límite inferior de esta estructura ya que el pozo no logra sobrepasarla: debe mencionarse que en los últimos 130 m del mismo la Comisión Federal de Electricidad no recuperó muestra por estar perforando con aire pero reportan que con el mínimo recorte obtenido por el tubo del silenciador se observó que la roca no varía en composición (*Informe Geológico del pozo Az-35 p.8-13, Comisión Federal de Electricidad 1983, reporte interno*). de este modo, y considerando los 540 mts de roca dacítica atravesados, si se tratace de un derrame sería este lo suficientemente grande para haber sido cortado también por los relativamente cercanos pozos Az-18 (Figs. 3 y 7) y Az-22 (Fig.9) cosa que sin embargo no sucede. Por otra parte, la Comisión Federal de Electricidad también diferencia las rocas dacíticas del pozo Az-35 y las rocas dacíticas de los pozos Az-1, Az6 y Az-20 mencionando que son de distintas edades en vista de que las primeras están asociadas a rocas riolíticas mientras que las segundas están asociadas a rocas andesíticas y concluyen que las rocas perforadas por el pozo Az-35 corresponden a un domo que como producto de una diferenciación magmática está zonado, dicho domo es distinto al detectado por el pozo Az-23 y ambos se unen en las inmediaciones del Llano de Agua Fría (*Informe Geológico del pozo Az-35, C.F.E., 1983*). Esta interpretación es difícil de aceptar en virtud de que no se tienen dataciones a lo largo del pozo y no es posible saber si todas corresponden a un mismo evento magmático; por otro lado, la presencia de horizontes piroclásticos dentro de esta secuencia de rocas anula totalmente la posibilidad de que se trate de un domo ya que no es factible considerar eventos explosivos dentro de un ambiente hipabisal.

## Riolita Yerbabuena

La Riolita Yerbabuena también llamada Riolita vítrea, forma el grupo eruptivo ácido más joven del centro volcánico Los Azufres. Esta unidad consiste de cinco domos que varían de riolíticos a riodacíticos y están asociados a tobas riolíticas.

Esta unidad cubre  $40 \text{ Km}^2$  al W y SW de las riolitas Agua Fría (Fig.5) y

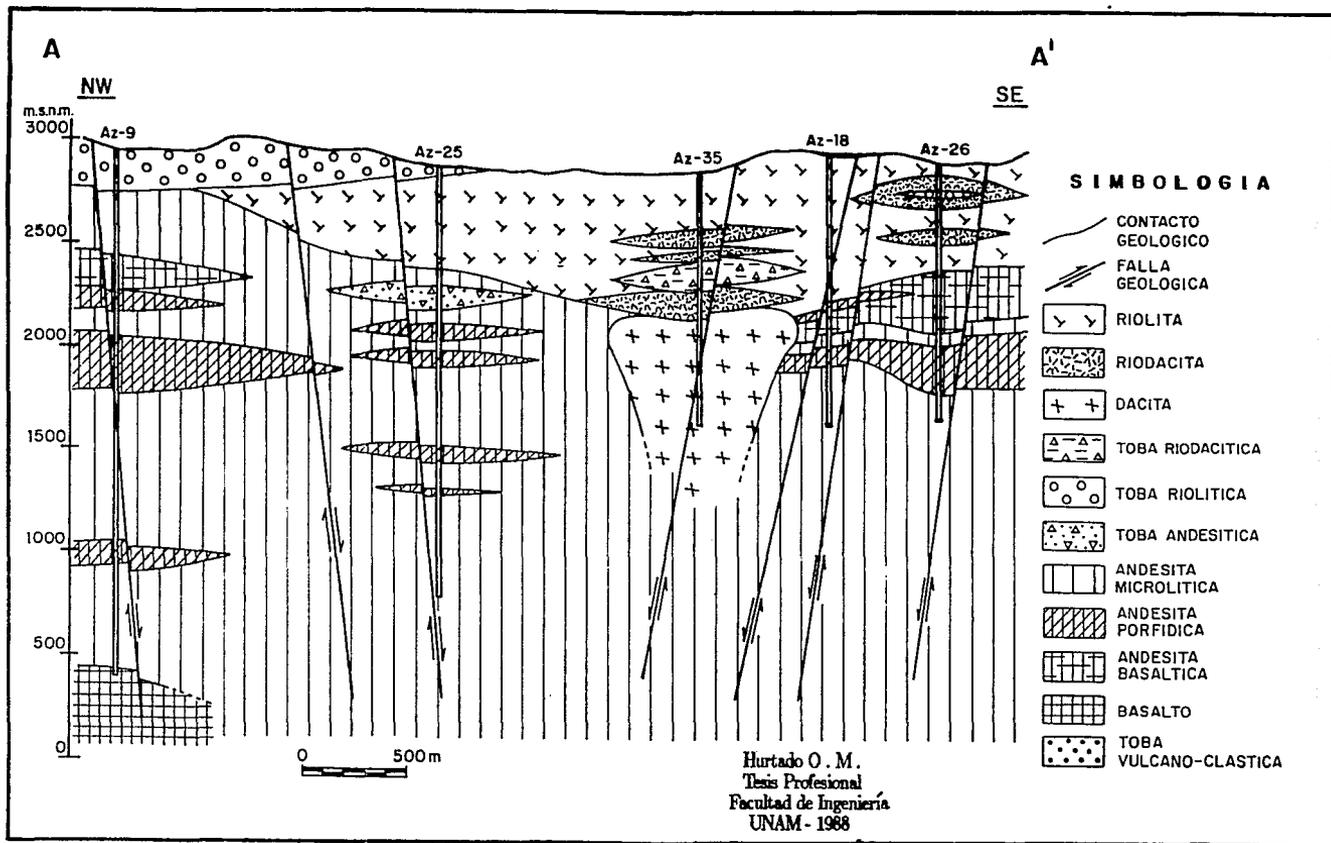


Fig. 7.- Sección geológica-estructural A-A'

tienen un volumen estimado de  $8 \text{ Km}^3$  (Dobson P., 1984) . Los domos están bien preservados e inclusive están cubiertos por tobas pumicíticas de aproximadamente 15m de espesor hacia la parte SW, mientras que en la porción N su espesor disminuye hasta un metro aproximadamente (Camacho A.,1979). Las tobas pumicíticas representan la última actividad del ciclo volcánico ácido cuaternario y se originaron en o las etapas explosivas que acompañaron el emplazamiento de dichos domos riolíticos (De la Cruz et al, 1983).

Fecha mientos en rocas de los domos arrojan edades de  $0.14 \pm 0.02 \text{ m.a.}$ ;  $0.15 \pm 0.05 \text{ m.a.}$  y  $0.30 \pm 0.07 \text{ m.a.}$  (Dobson y Mahood, op.cit.).

## Volcánico Cinerítico

Esta unidad incluye algunos derrames basálticos y conos cineríticos que circundan el campo geotérmico y que representan la actividad volcánica más reciente que ha tenido lugar sobre la Faja Volcánica Mexicana. Los afloramientos de esta unidad no cubren grandes áreas y en general son escasos, se encuentran en la porción N y NE del campo y forman una alineación E-W (De la Cruz et al, 1983).

## 2.4 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El campo geotérmico de Los Azufres se caracteriza por tener una complejidad estructural formada por múltiples fracturas así como gran cantidad de fallas normales que generan un relieve escalonado así como estructuras típicas de fosas y pilares (Fig. 9). Muchos trabajos han sido efectuados con el fin de definir el comportamiento estructural presente y conocer la relación que guarda con las zonas productoras con el objeto de aportar datos al modelado matemático del yacimiento. De los trabajos geológico-estructurales realizados en Los Azufres, destacan los elaborados por De la Cruz et al, (1983) y Garduño M., (1985, 1988) siendo uno de ellos especialmente enfocado al Módulo Tejamaniles.

Los diversos estudios han dictaminado tres principales sistemas de fallamiento que en orden cronológico son los siguientes:

1. Sistema de fallas y fracturas de orientación NE-SW
2. Sistema de fallas y fracturas de orientación E-W
3. Sistema de fallas y fracturas de orientación N-S

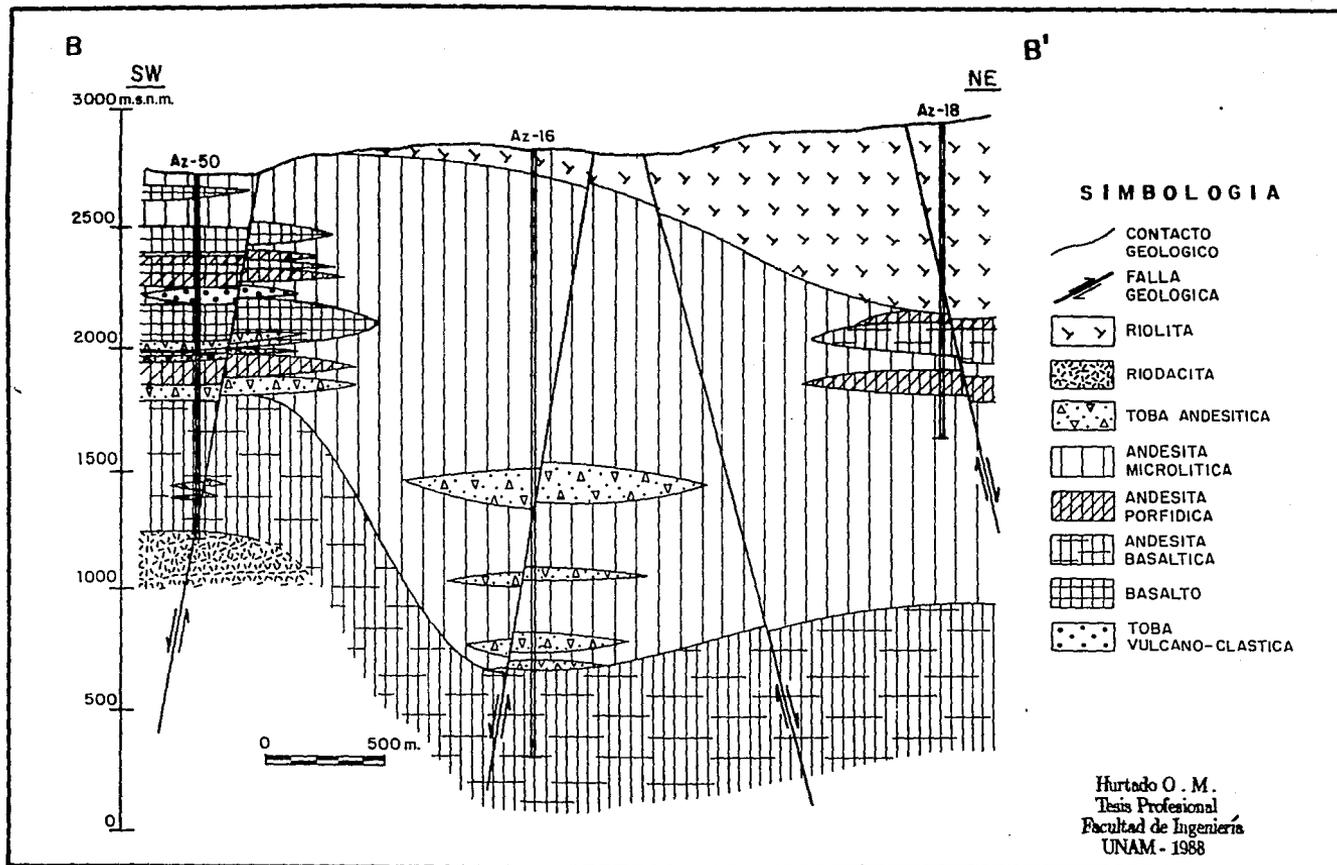


Fig. 8.- Sección geológica-estructural B-B'

### Sistema de fallas y fracturas de orientación NE-SW

Este sistema estructural afecta únicamente al basamento andesítico miopliocénico. Asociado a estas fallas existen lineamientos topográficos que son especialmente evidentes en la zona sur del campo. Estas estructuras NE-SW se ven truncadas por el siguiente sistema estructural de orientación E-W (fig.9) y por los domos de San Andrés y el Rosario de la unidad volcánica Yerbabuena (Garduño M., 1985). Este sistema NE-SW también conocido como sistema El Viejón tiene sus mejores representantes en las fallas El Viejón y El Vampiro (fig.6) en el módulo Tejamaniles. El sistema estructural NE-SW fue producido por una fase antigua de deformación extensiva de edad probablemente posterior a los 5.9 m.a. y de orientación NW-SE (Garduño op. cit.).

### Sistema de fallas y fracturas de orientación E-W

Este segundo sistema estructural corta al sistema NE-SW más antiguo, pero a su vez es cortado por los domos de la unidad riolítica Yerbabuena. El sistema fue originado también por una fase de deformación extensiva pero en este caso de orientación N-S y que ocurrió después de la formación del volcán San Andrés (De la Cruz et al. 1983; Garduño M., 1985).

El sistema E-W es el más importante dentro del campo debido a que las fallas y fracturas que aquí se agrupan son las de mayores dimensiones y constituyen el grupo más numeroso del campo. Por otra parte este sistema está íntimamente asociado con los principales pozos productores (fig.9) como son las fallas Los Azufres y Agua Fria. Además las manifestaciones termales también están estrechamente ligadas a estas estructuras (De la Cruz op.cit.), además de influir notoriamente en la morfología del área generando lineamientos escalonados así como una serie de fosas y pilares que producen valles intermontanos paralelos a las estructuras (Garduño op.cit.).

En promedio las fallas E-W del módulo Tejamaniles tienen una inclinación media de 75° en superficie. La intersección de estas fallas con las del sistema NE-SW provoca un intenso fracturamiento en dos direcciones preferenciales, uno de orientación NW-SE y otro de orientación NE-SW paralelo al sistema de fallas El Viejón. El sistema de fracturas NW-SE es el más profundo y predominante de los dos y tiene su máxima expresión en la falla Puenteillas, la cual en realidad no es una sola estructura sino que es un conjunto estructural donde la traza principal de la falla tiene un rumbo E-W, pero en ella convergen los dos sistemas de fracturas arriba descritos haciendo de esta zona un lugar altamente permeable (fig.10) (Garduño M., 1985).

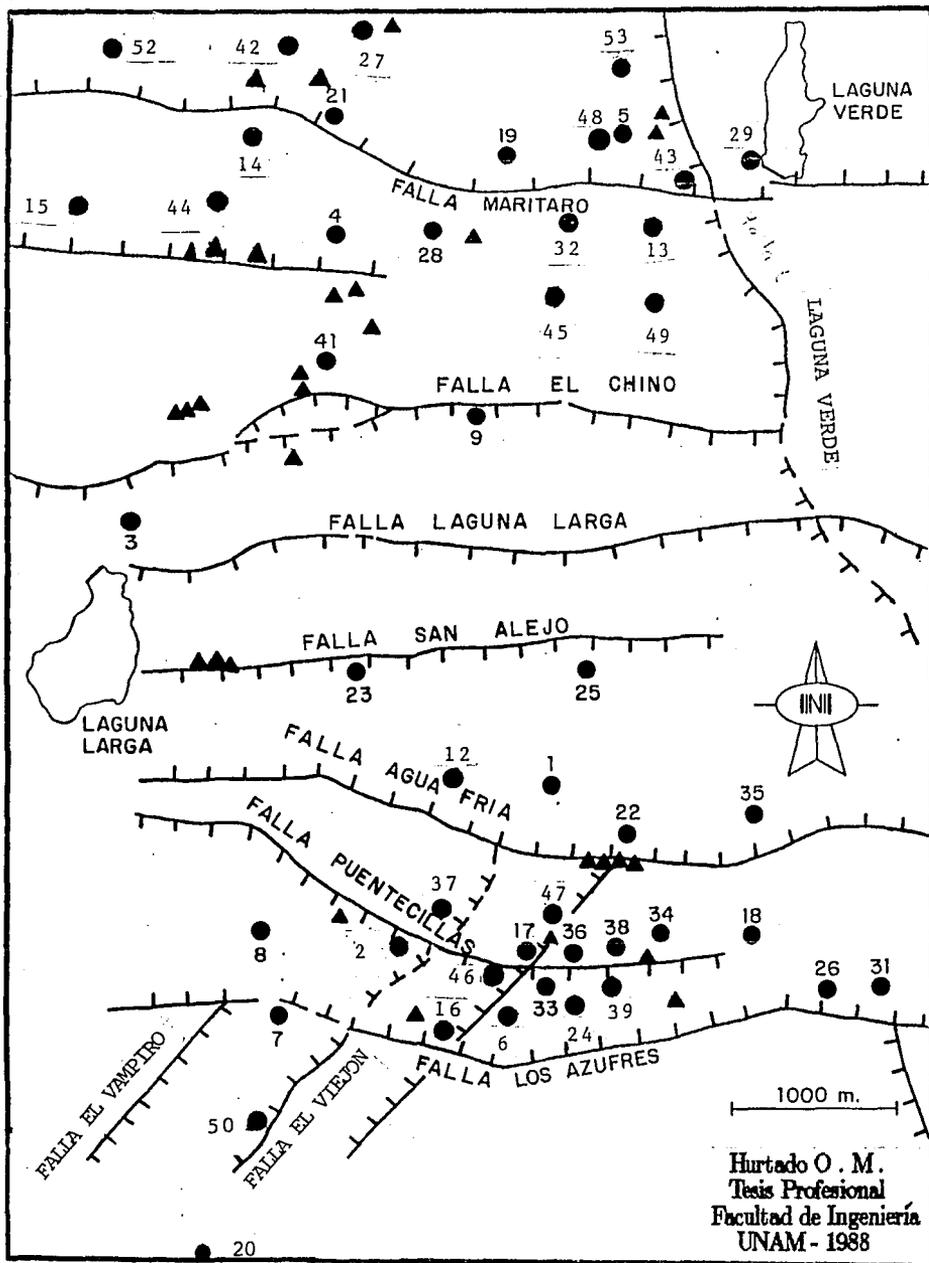


Fig. 9.-Mapa estructural del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.

## Sistemas de fallas y fracturas de orientación N-S

El sistema estructural N-S está compuesto principalmente por fallas de orientación N-S generadas por esfuerzos residuales (*De la Cruz et al. 1983*) y que afectan al área de modo regional al igual que los sistemas de fallas E-W y NE-SW. Sin embargo, *Garduño (1985)* considera que estos lineamientos son más bien locales y además pueden observarse afectando al basamento andesítico Mioceno-Pliocénico, por lo que no pueden considerarse como estructuras jóvenes: algunos lineamientos como la falla La Presa al SE de la Laguna Llano Grande que aparentemente pertenecen a este sistema, corresponden más bien a frentes de potentes cuerpos lávicos.

### 2.4.1 IMPORTANCIA DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL EN EL CAMPO DE LOS

#### AZUFRES

El estudio de la Geología Estructural en la exploración de campos geotérmicos es de gran relevancia dado el importante papel que juegan las estructuras como zonas de circulación de fluidos geotérmicos así como constituir barreras estructurales que limiten los yacimientos geotermiales.

En el campo de Los Azufres las estructuras toman doble importancia en vista de que el yacimiento se encuentra hospedado en rocas ígneas extrusivas las cuales no tienen permeabilidad primaria y es necesario la presencia de una permeabilidad secundaria que en este caso está formada por varios sistemas estructurales lo que hace primordial el conocer la evolución histórica de tales estructuras ya que el traslape de las mismas, provocado por sus distintas orientaciones, propicia que dichos lineamientos se intersecten entre sí y por consecuencia tengan una potencialidad de producción mayor.

El campo de Los Azufres ejemplifica perfectamente la importancia de las fallas como canalizadoras de los fluidos geotérmicos en vista de que las principales manifestaciones termales están ubicadas sobre los escarpes de falla (*fig.9*) (*De la Cruz et al. 1983*). Igualmente, el ubicar las zonas más densamente fracturadas llevará a conocer las zonas más permeables del campo con su consecuente importancia económica. Un hecho que ha cobrado gran relevancia en los últimos años es el papel que juega el fracturamiento hidráulico asociado al fallamiento normal en los campos geotérmicos (*Brown P.R.L., 1984*). En muchos campos geotermiales del mundo existen brechas silicificadas asociadas a estructuras de falla y cuyos fragmentos angulosos provienen de las rocas adyacentes a los planos de dichas fallas.

Phillips (1972; en Browne P.R.L.,1984) y Grindley y Browne (1976; en Browne P.R.L.,1984) consideran que las fallas normales no producen zonas brechoides debido a la falta de fricción entre los planos de dislocación. de modo que las brechas son originadas por otro mecanismo: los autores sugieren que ellas son debidas al fracturamiento hidráulico provocado cuando la presión del agua en los poros de la roca excede el campo de esfuerzos principales en una magnitud igual a la fuerza de tensión de la roca. Al incrementarse cada vez más esta presión, la roca se fractura rápidamente produciendo numerosas fracturas verticales que rompen la roca de una manera explosiva según sea la magnitud de la presión del fluido y la competencia de la roca. El paso posterior de fluido hidrotermal por estas zonas, provocará la silicificación de las brechas (Browne P.R.L.,1984). En el campo de Los Azufres, la CFE ha reportado algunas zonas de falla silicificadas a profundidad, sin que hasta ahora se haya tratado de buscar una posible relación al fracturamiento hidráulico.

Por otro lado, en Los Azufres se ha dado especial importancia en conocer la Geología Estructural debido a que se requiere saber los límites del yacimiento. De este modo. *De la Cruz et al (op.cit.)* con base en evidencias superficiales indican que el límite sur del campo está marcado por la falla El Chinapo y el límite norte por la falla Los Coyotes, ambas estructuras pertenecientes al sistema E-W (fig.6). El límite oriental puede estar definido por la falla La Presa o por la falla Laguna Verde, ambas pertenecientes al sistema N-S, sin embargo esto debe confirmarse a través de estudios geofísicos que comprueben a profundidad las evidencias superficiales. El límite oeste es el más importante en vista de que las relaciones de campo no muestran una falla principal que sirva como barrera; por el contrario, los domos de la unidad riolítica Yerbabuena interrumpen los sistemas estructurales en esta zona por lo que pueden ellos mismos formar el límite oeste del yacimiento (fig.5) (Garduño M.,1985). En la porción más norte, el límite occidental parece estar definido por la falla Río Agrio (De la Cruz et al. 1989), sin embargo entre esta falla y los domos Yerbabuena existe un pilar definido por las fallas Maritaró y la falla El Chino (figs. 5 y 9) que parece indicar una salida natural del campo hacia el NW lo que de confirmarse sería de gran importancia ya que representaría la extensión de éste. Actualmente la Comisión Federal de Electricidad realiza estudios geofísicos y está programando pozos exploratorios en esa zona con el fin de verificar esa posible extensión (Huitron R., comunicación personal).

## 2 . 5 T E C T O N I C A

El marco geográfico de la Faja Volcánica Mexicana ha suscitado una gran diversidad de modelos tectónicos que tratan de explicar su origen. El simple hecho

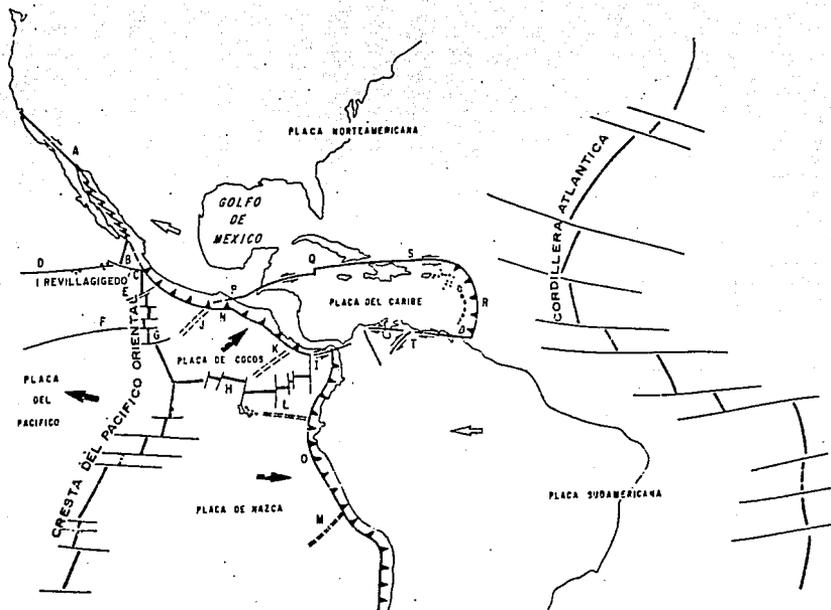


Fig. 10.- Tectónica del Caribe y del Pacífico Centro-Oriental. (A) Sistema de fracturas de San Andrés-Golfo de California; (B) Fractura de Rivera; (C) Punto triple de Rivera; (D) Fractura de Clarión; (E) Fractura de Orozco; (F) Fractura de Siqueiros; (G) Fractura de Clipperton; (H) Cresta de las Galápagos; (I) Fractura de Panamá; (J) Cresta de Tehuantepec; (K) Cresta de Cocos; (L) Cresta de Carnegie; (M) Cresta de Nazca; (N) Fosa meso-americana; (O) Fosa Perú-Chile; (P) Fallas Polochic-Motagua; (Q) Falla Caymán o Bartlett; (R) Zona de Subducción de las pequeñas antillas; (S) Fosa de Puerto Rico; (T) Fallas Oca-Pilar. Tomado de Demant A., 1978.

de que la Faja Volcánica Mexicana forme un ángulo oblicuo con respecto a la Fosa o Trinchería Mesoamericana así como la relativa cercanía de otras estructuras geodinámicas los modelos clásicos de zonas de subducción paralelos a cadenas volcánicas, tan comunes en muchas partes del Cinturón de Fuego Circumpacífico, no puedan aplicarse tan fácilmente al origen de la Faja Volcánica Mexicana. Las primeras hipótesis para explicar el origen de esta cadena volcánica están relacionados a grandes fallas corticales como la propuesta por *Menard (1955)*, *Humboldt (1808)*, *Mooser y Maldonado-Koerdell (1961)* (todos ellos en *Demant A., 1978*, *Aguilar y Verma 1987*), que suponen la Faja Volcánica Mexicana como la continuación continental de la falla de transformación conocida como Fractura Clarión. Existen otras hipótesis muy similares (*Mooser y Maldonado-Koerdell 1961*; *Gastil y Jensky 1973*; en *Demant A., op.cit.*) pero difieren en que estas últimas consideran que la falla transformante pertenece al sistema de fracturas del Golfo de California.

A raíz de la tectónica de placas otras hipótesis han sido propuestas para explicar el origen de la Faja Volcánica Mexicana. Muchas de ellas convergen en la idea de que el magmatismo de la Faja se debe a la subducción de la placa de Cocos a través de la trinchería mesoamericana; la afinidad calcoalcalina de sus rocas favorece esta idea (*Cathelineau et al., 1987*). Las divergencias entre este último grupo de teorías son en el sentido de cómo explicar la falta de paralelismo entre la Faja y la Trinchería ya que no es un rasgo típico de esta clase de fenómenos. De las hipótesis más interesantes está la de *Urrutia y Del Castillo (1977)* los cuales atribuyen la falta de paralelismo al diferente ángulo con que la placa se subduce bajo el continente, la placa estaría así fragmentada y cada parte de ella entraría con distintos ángulos de subducción. También consideran que los fragmentos más occidentales entran a menor velocidad que los más orientales, por otra parte, desde el extremo noroeste al extremo sureste de la trinchería la Placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez. Esta hipótesis parte del hecho de que la Placa de Cocos no se subduce perpendicularmente bajo la Placa Norteamericana sino que es de manera oblicua debido al movimiento global de las placas. *Demant A. (1978)* postula un modelo basado también en la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana pero el autor mismo concluye que su modelo carece de bases para explicar la falta de paralelismo entre la Faja y la Trinchería. Su modelo se basa en desplazamientos laterales entre la placa Norteamericana y la Placa del Caribe a lo largo de la Fosa Cayman y el sistema de fallas Polochic-Motagua (*fig. 10*) los cuales actúan como una falla transformante entre las placas mencionadas. De este modo la Placa Norteamericana se mueve al Oeste por el empuje de nueva corteza oceánica de la cordillera Mesoatlántica, mientras que la Placa Caribeña no se mueve porque está limitada por dos zonas de subducción: al este por el arco de islas volcánico de Las Antillas (*arco tipo japonés*) y al oeste por la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Centroamericana (*arco tipo chileno*).

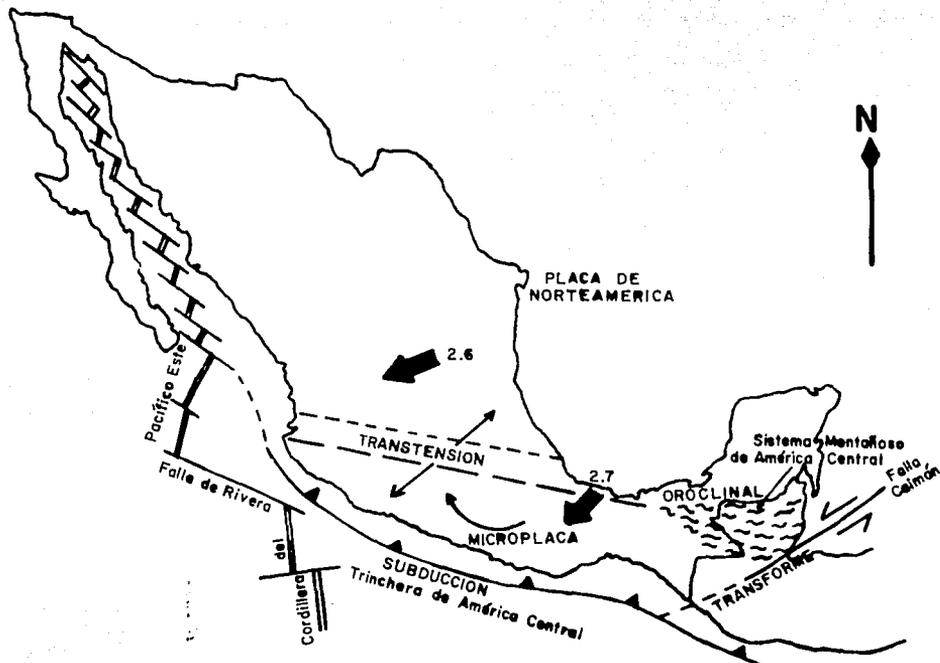


Fig. 11.- Interpretación tectónica generalizada de la Faja Volcánica Transmexicana como una zona de transtensión que define el límite norte de una microplaca que se está fragmentando a partir de la placa de Norteamérica. La flecha semicircular señala el probable sentido de rotación de la microplaca.

Tomado de Shurbet y Cebull, 1984.

Este movimiento relativo entre la Placa Norteamericana y la Placa Caribeña comenzó en el Oligoceno y fue cuando comenzó a formarse la Trinchera Mesoamericana (Fosa de Acapulco) y que es por eso también que la Placa de Cocos se hunde no-perpendicularmente bajo la Placa Norteamericana.

Finalmente, otros modelos han sido propuestos para el origen de la Faja Volcánica Mexicana. *Shurbel y Cebull (1984)* consideran que la Faja no tiene relación a la subducción de la Placa de Cocos y sugieren que la Faja representa el límite norte no completamente desarrollado de una microplaca en formación (fig. 11).

*Luhr et al (1985)* establecen que la dorsal Pacífico Este ha venido experimentando saltos hacia el Este a través de fallas transformes desde los últimos 12 m.a. y que un nuevo salto se está llevando a cabo actualmente y un nuevo segmento de la dorsal Pacífico Este se está formando en lo que es un punto triple definido por los grábenes de Tepic, de Colima y el de Chapala, toda vez que sugieren el inicio de un rift continental. De este modo, la Placa Rivera terminará de subducirse y la porción oeste de la Faja Volcánica Mexicana se le anexaría formando ahora una sola placa que comenzaría a moverse hacia el noroeste a lo largo de la margen Pacífica como ha sucedido desde el Mioceno con la Península de Baja California.

*Venegas et al. (1983)* sugieren que a finales del Oligoceno y principios del Mioceno la Dorsal Pacífico Este chocó con la Placa Norteamericana cambiando así el régimen tectónico, pasando de un régimen compresivo (producto de la subducción de la Paleoplaca Farallón) a un régimen distensivo (producto de una reorientación mayor en la tectónica de placas del Pacífico como consecuencia de la consumación de dicha Paleoplaca Farallón). Este cambio trajo como consecuencia el fin del evento volcánico Sierra Madre Occidental y el inicio de un nuevo sistema volcánico llamado Faja Volcánica Mexicana.

Todos los argumentos aquí brevemente expuestos solo conllevan a concluir que la tectónica de la Faja involucra una serie de fenómenos tectónicos aún no conocidos o en su defecto, la convergencia en ese punto de varios patrones tectónicos que hacen difícil su interpretación.

## 2.5.1 TECTONICA LOCAL

Desde hace algunos años se ha tratado de comprobar si el centro volcánico silíceo de Los Azufres tiene alguna relación espacial con alguna megaestructura como se ha demostrado en Los Hornos, Puebla y La Primavera, Jalisco donde dichos centros volcánicos están asociados a calderas volcánicas perfectamente definidas (*Perez J., 1978; Ferriz H., 1975; Garduño V. y Rios F., 1984; Mahood G.A., 1980*).

Recientemente Pradal y Robin (1985) y Garduño M. (1988) proponen modelos de colapsos caldéricos en la Sierra de San Andrés y zonas circundantes, en donde el campo de Los Azufres parece corresponder a uno de ellos.

Los diversos estudios de campo han demostrado las estructuras concéntricas y radiales en la Sierra de Santa Inés ubicada en la porción norte del centro volcánico Los Azufres (figura 12). Estas fallas concéntricas son particularmente visibles en el sector de San Idelfonso notándose fuertemente relacionadas a un hundimiento tipo caldera. Pradal y Robin (1985) y Garduño (1988) conciden en tomar estas estructuras como los límites de la caldera de Los Azufres. Otra megaestructura igualmente importante esta ubicada al Noroeste de Ciudad Hidalgo denominada depresión de La Venta y que por primera vez ha sido interpretada como una caldera volcánica (Garduño, op cit).

La caldera de La Venta es la estructura más meridional, es de edad pliocuaternaria, su límite norte está truncado por el sistema regional de fallas y fracturas E-W. Esta caldera se ubica al NW de Ciudad Hidalgo y se encuentra edificada sobre un paquete de rocas vulcano-sedimentarias Miocénicas que afloran ampliamente en el sector de Mil Cumbres donde han sido datadas por Demant et al (1981, en Garduño, 1988) en 18 y 14 m.a.. Existen diversos flujos piroclásticos genéticamente asociados a la formación de ésta caldera: ellos afloran en La Mesa de Pucuató y en la Sierra de Mil Cumbres. Estos flujos piroclásticos descansan discordantemente sobre las andesitas Miocénicas basamentales. Por otro lado, dentro de la depresión La Venta existen sedimentos lacustres post-Miocénicos particularmente abundantes al N de Huajúbaro y W de Ciudad Hidalgo.

La caldera de Los Azufres es la estructura más septentrional, es de edad cuaternaria, tiene su borde norte en la Sierra de Santa Inés a la altura del poblado de San Idelfonso, mientras que su borde sur está también truncado por el sistema regional de fallas y fracturas E-W post-caldérico. Esta caldera es la más importante desde el punto de vista geotérmico ya que contiene al centro volcánico de Los Azufres.

La evolución de la caldera de Los Azufres puede ser analizada en términos de su relación espacio-temporal con las diversas unidades litoestratigráficas reconocidas en La Sierra de San Andrés y sus alrededores. Así, se tiene una primera etapa de abombamiento regional con generación de fracturas anulares particularmente visibles en la Sierra de Santa Inés, en donde las andesitas basamentales Miocénicas fueron levantadas y afectadas por diversas estructuras concéntricas (figura 12). La segunda etapa está relacionada a las erupciones pre-caldéricas. En ella se contempla los emplazamientos de los domos Agua Fria, El Chino y El Gallo de la unidad Agua Fria, a los cuales se les atribuye una edad de 1.6 a 0.8 m.a. (Pleistoceno Inferior) (Garduño, 1988). Diversos flujos piroclásticos Pleistocénicos que afloran en la Sierra de Puruaquita, Sierra de Santa Inés, Sierra de Mil Cumbres y en la depresión de

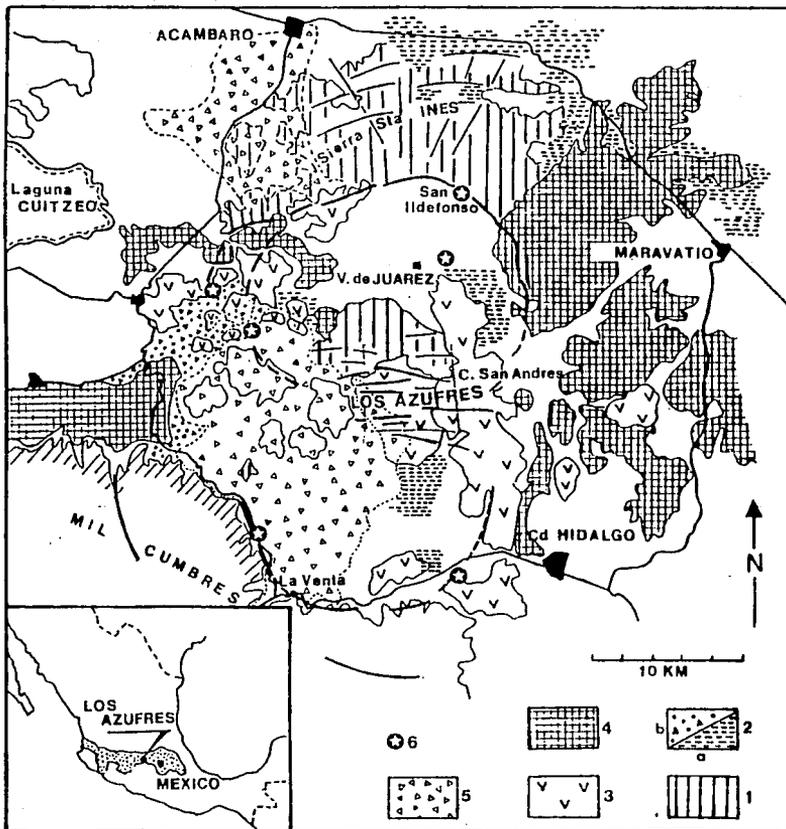


Fig. 12.- Diagrama geológico-estructural del centro volcánico de Los Azufres mostrando la geometría de la Caldera de Los Azufres. Tomado de Pradal y Robin, 1985.

1 Andesitas, 2 Tobas, 3 Dacitas, 4 Basaltos, 5 Riolitas

Maravatío-Tarandacua, han sido genéticamente relacionadas a la etapa de vulcanismo pre-caldérico de la caldera de Los Azufres. La tercera etapa corresponde ya al colapso de la megaestructura. *Pradal y Robin (1985)* consideran que se trata de una estructura casi circular de 20 Km de diámetro, mientras que *Garduño (1988)* considera que se trata de una estructura elíptica con 20 Km en su eje mayor, y 15 Km en su eje menor. La cuarta etapa corresponde al vulcanismo post-caldérico. Este vulcanismo tiene una edad de  $0.33 \pm 0.07$  m.a. e incluye la formación del volcán San Andrés, así como sus estructuras dómicas asociadas. También se incluye a los domos de la unidad Riolítica Yerbabuena en donde destacan los domos El Rosario ( $0.30 \pm 0.07$  m.a.); El Bosque ( $0.15 \pm 0.05$  m.a.); y El Carpintero ( $0.14 \pm 0.02$  m.a.). Acompañando a estas estructuras dómicas se encuentran diversos flujos piroclásticos agrupados en la parte occidental del campo. Las diversas áreas de volcanes monogenéticos de carácter básico, también se encuentran asociados a la etapa volcánica post-caldérica y afloran ampliamente al oriente y occidente del campo geotérmico (*Garduño, op cit*).

Finalmente, algunos autores han sugerido que el centro volcánico Los Azufres representa actualmente una etapa resurgente en la evolución histórica de la caldera, sin embargo la información obtenida con los pozos más profundos del campo, impiden por el momento confirmar dicha hipótesis ya que ninguno de ellos ha encontrado el basamento pre-andesítico.

# CAPITULO III

## ESTUDIOS

### PETROGRAFICOS

#### Y DE RAYOS X

##### 3.1 Introducción

La Petrografía es una de las principales herramientas que deben usarse en el estudio de los campos geotérmicos dada la gran cantidad de información que provee en un corto tiempo, de modo que tal información sirve para inferir las condiciones actuales y/o antiguas de un sistema geotermal. Las principales aplicaciones de la petrografía se enumeran a continuación:

- Un estudio petrográfico facilita tener un mejor conocimiento de la estratigrafía del lugar.
- La Petrografía ayuda a conocer la distribución, tipo y grado de la alteración hidrotermal.
- En base a las paragénesis mineralógicas identificadas petrográficamente, es posible estimar las temperaturas del subsuelo.
- Se puede conocer con mayor certeza la composición química de la salmuera sabiendo que la ocurrencia de los minerales hidrotermales es consecuencia directa de la composición química del fluido geotérmico.
- Si existe equilibrio químico se pueden estimar las condiciones físico-químicas del medio sabiendo que la solubilidad o precipitación de los minerales está en función de las mismas, así se puede saber si el medio es oxidante o reductor; si el fluido tiene un pH ácido o alcalino, etc.
- Conociendo ya la composición química del fluido, las características físico-químicas del medio y la alteración hidrotermal, es factible estimar el grado de interacción agua-roca.

- Del mismo modo, los resultados petrográficos pueden ser conjuntados con los resultados geohidrológicos para conocer las zonas de recarga al yacimiento.
- Se puede saber dónde ha ocurrido o está ocurriendo la ebullición con base en la identificación de minerales índices de este fenómeno.

Existen muchas otras ventajas cuando se usa la petrografía como una herramienta práctica en el estudio de yacimientos hidrotermales; en el caso particular de un campo geotérmico activo dentro del contexto de desarrollo y explotación, los resultados e interpretaciones petrográficas son consideradas al decidir en que momento debe darse por terminado un pozo y saber las condiciones termodinámicas del sistema mucho antes de que el pozo sea terminado y probado. así mismo, los resultados petrográficos ayudan a la planeación de futuros pozos geotérmicos (ubicación) y al modelado matemático de los yacimientos (*Browne P. 1984; Cavarretta G. et al, 1982; Kristmannsdottir H. 1975; Elders W.A. 1977a, 1977b; Santoyo G.S. comunicación personal*).

### 3.2 Método de trabajo

Para la realización del presente trabajo se han utilizado recortes de perforación proporcionados por la Comisión Federal de Electricidad a través de la Gerencia de Proyectos Geotermoelectrónicos, Coordinadora Ejecutiva Los Azufres. El estudio de esas muestras ha sido en forma sistemática a cada 20m de profundidad. Dada la dificultad que implica el manejo de los recortes de perforación se ha tenido que recurrir a una técnica que permita su manejo global; esta técnica se describe a continuación: en primer lugar las muestras deben ser guardadas en frascos debidamente membretados con el número de pozo y la profundidad correspondiente, todo esto con el fin de que la muestra sea identificada rápidamente y pueda ser usada con facilidad. En vista de que los recortes no guardan una clasificación granulométrica uniforme es necesario tamizarlas con el único propósito de separar una fracción gruesa, que es más propicia para ser estudiada. Otra ventaja que se genera al usar el tamiz es que se pueden separar (al menos de la fracción gruesa) los fragmentos cuyas características físicas (como color, textura y dureza) no correspondan al resto de la muestra, a estos recortes se les conoce como contaminados. El segundo paso es lavar cada muestra varias veces con agua destilada para limpiarla del lodo de perforación; a continuación se separa la fracción arcillosa que será usada en los estudios de Rayos X. Este paso se describirá más adelante en el apartado correspondiente. Una vez lavada la muestra debe dejarse secar para poder ser analizada en un microscopio binocular que ayudará a separar los minerales transparentes (como cuarzo, calcita, epidota, prehnita, wairakita y anhidrita) que serán utilizados en el estudio de inclusiones fluidas. Posteriormente, parte de la muestra es vaciada en anillos metálicos de

forma cilíndrica cuyas paredes son engrasadas con vaselina. Enseguida se colocan en una lámina de acrílico y son llenados por resina epóxica que se prepara mezclando diferentes fluidos: resina, monómero de estireno, catalizador P.M.E.C. y acelerador RP-126. Esta resina tiene la propiedad de endurecerse formando así un aglomerado bastante rígido que permite manejar los recortes como una muestra normal de roca. La nueva pastilla así formada se extrae del anillo metálico y es desvastada usando abrasivos de carburo de silicio; posteriormente es pegada con termoplástico en vidrios porta-objetos y es cortada para hacer la lámina delgada, el resto de la pastilla se usará para el estudio mineralógico.

### 3.3 Descripción Petrográfica

En las secciones geológicas (*figuras 7 y 8*) pueden apreciarse las diferentes unidades volcánicas que constituyen el subsuelo a lo largo de dos secciones propuestas A-A' y B-B'. Los estudios petrográficos han demostrado la existencia de basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas, riocacitas, riolitas y tobas andesíticas, riocacíticas y riolíticas. La gama de texturas observadas es amplia. En las rocas basálticas, andesítico-basálticas y andesíticas predominan las texturas microlíticas, dentro de las cuales existen las afieltradas, seriadas, pseudotraquíticas, intersertal, intergranular, glomeroporfídica, subofítica e hialopilitica.

Las texturas porfídicas también fueron encontradas principalmente en las rocas andesíticas (*figuras 7 y 8*) que conforman derrames porfiríticos dentro del gran volumen de derrames de andesita microlítica. Las rocas dacíticas presentan texturas holocristalinas del tipo microcristalinas: las riocacitas y riolitas muestran texturas que van desde las holocristalinas hasta las holohialinas, encontrándose aquí las texturas vitrofídicas, esferulíticas, microlíticas, vítreas fluidales, vítreas perlíticas, microcristalinas, amigdaloidales y vesiculares. Las rocas tobáceas muestran sus típicas texturas piroclásticas. En el aspecto mineralógico, los minerales primarios se muestran a continuación:

- Basaltos

- ☐ Minerales esenciales: Labradorita, Bitownita, Augita
- ☐ Minerales accesorios: ☐ Olivino

- Andesitas

- Minerales esenciales: Andesina, Augita, Hiperstena ± Labradorita.
- Minerales accesorios: Hornblenda, Biotita, Zircón, Apatita

- Dacitas

- Minerales esenciales: Andesina, Cuarzo
- Minerales accesorios: Zircón, Biotita, Apatita
- Minerales traza: Anfíboles

- Riodacitas

- Minerales esenciales: Cuarzo, Sanidino, Andesina, Oligoclasa
- Minerales accesorios: Biotita, Hiperstena, Apatita
- Minerales traza: Lamprobolita

- Riolitas

- Minerales esenciales: Cuarzo, Sanidino
- Minerales accesorios: Andesina, Biotita
- Minerales traza: Zircón

### 3.3.1 Estabilidad de minerales primarios

Casi todos los minerales primarios anteriormente anotados se ven afectados durante la alteración hidrotermal debido a que son inestables en el ambiente geotérmico siendo entonces reemplazados por nuevos minerales que si son estables bajo las nuevas condiciones. El vidrio volcánico, así mismo, es muy susceptible a la alteración y se ha comprobado que se altera incluso a temperaturas inferiores a los 120°C (*Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970*) dando origen principalmente a montmorillonita, illita y laumontita.

Las relaciones texturales demostraron que el olivino, la hiperstena, la hornblenda, la biotita y la augita se alteran progresivamente en ese orden, conforme aumenta la temperatura, siendo generalmente reemplazados por clorita, illita, calcita, cuarzo, pirita y hematita entre otros.

Las plagioclasas son alteradas a filosilicatos de grano fino (sericita, muscovita, illita y clorita), a silicatos hidratados de calcio y aluminio (laumontita, wairakita, clinzoisita y epidota) y a carbonatos (calcita únicamente).

Todos estos minerales de alteración hidrotermal y muchos otros que son depositados directamente de la solución hidrotermal son descritos a continuación.

### 3.3.2 Minerales de alteración hidrotermal

Los minerales de alteración hidrotermal encontrados en el Módulo Tejamaniles son de muy variados tipos y en este apartado se han conjuntado en grupos de composición química similar; cabe hacer mención que el término "concentración" será usado aquí para referirse a la abundancia relativa del mineral o grupo mineral del que se trate con respecto a los otros minerales:

#### A) Grupo de la Sílice

Cuarzo  $\text{SiO}_2$

Calcedonia  $\text{SiO}_2$

El cuarzo es un mineral ampliamente distribuido en el Módulo Tejamaniles (figuras 13 y 14). En la zona SE del Módulo (pozos Az-18, Az-35, Az-26) sus máximas concentraciones están de los 500 hasta los 1300 metros de profundidad (que es la profundidad promedio de estos pozos): sin embargo según la tendencia mostrada es muy probable que estas zonas de alta concentración de cuarzo se prolonguen a mayor profundidad según se puede apreciar en los pozos más profundos (Az-25, Az-9, Az-23) en donde las máximas concentraciones tienden a ser más amplias (Az-25, Az-23) y extenderse a mayor profundidad (Az-9). En la zona SW del Módulo (pozos Az-16, Az-50) el pozo Az-16 muestra un comportamiento muy similar al Az-9 y Az-25, mientras que el pozo Az-50 muestra una disminución notoria en la concentración aunque a profundidad el comportamiento es similar al pozo Az-16. En conclusión se puede establecer que existe una zona bastante amplia de gran concentración de cuarzo que oscila entre los 2400 m.s.n.m. y los 1300 m.s.n.m. aunque en el pozo Az-9 esta zona es todavía un poco más amplia y en el pozo Az-50, por el contrario, la precipitación de cuarzo es baja aunque tiende a aumentar a partir de los 1400 m.s.n.m. (figura 14). La calcedonia representa la variedad criptocristalina de la sílice y se observó en los pozos Az-25, Az-18, y Az-26 restringiéndose a las unidades ácidas y a la parte más superior de las unidades andesíticas (figura 13). Texturalmente, tanto el cuarzo como la calcedonia se encuentran rellenando espacios abiertos; la calcedonia está asociada a estilbita, laumontita y minerales arcillosos, mientras que el cuarzo se asocia íntimamente a clorita y calcita.



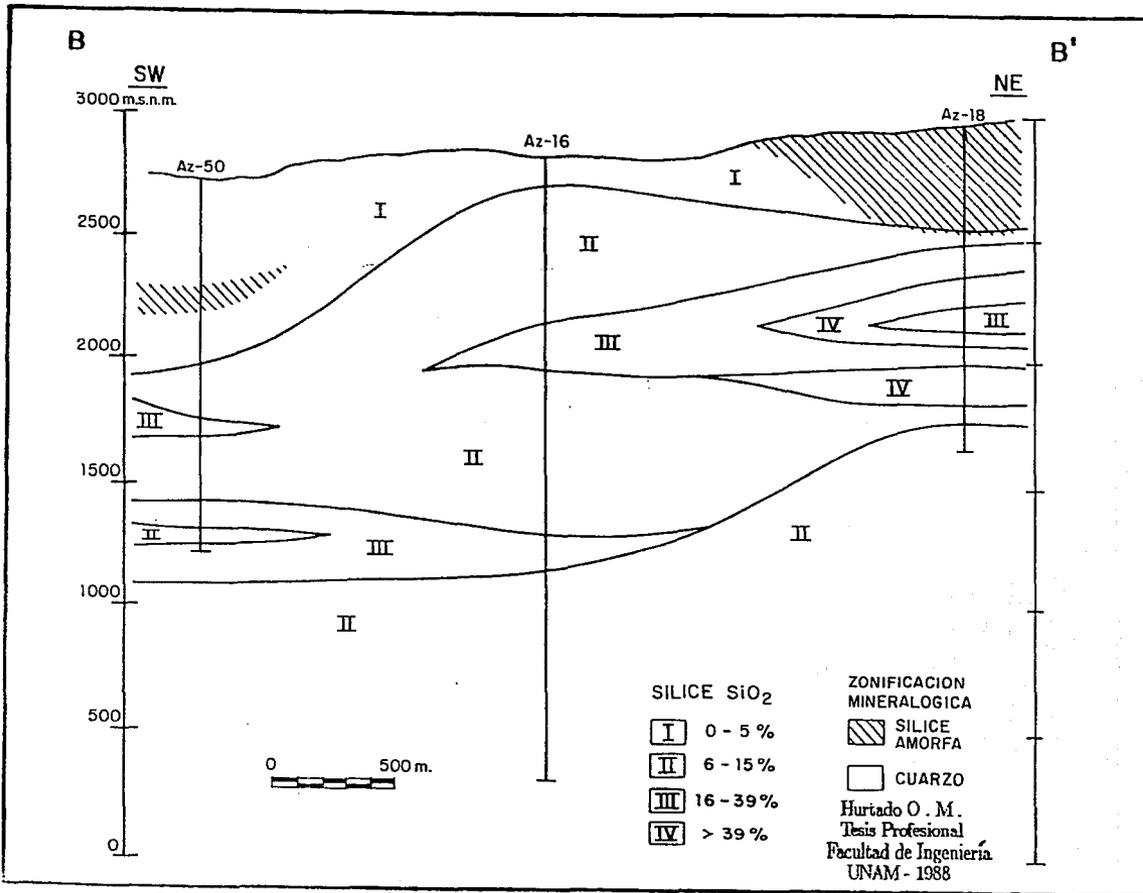


Fig. 14 Distribución de las concentraciones del cuarzo y sílice amorfa sección B-B'

## B) Silicatos de Calcio

Los silicatos de calcio son otro grupo de minerales ampliamente distribuidos en el campo. Por conveniencia se describirán primero las especies altamente hidratadas (*Zeolitas*), en segundo lugar las especies poco hidratadas (*Epidotas* y *Anfiboles*) y finalmente las especies anhidras (*Piroxenos*).

### GRUPO DE LAS ZEOLITAS

#### ZEOLITAS CALCO-SODICAS

**Estilbita**  $H_4(Ca, Na_2)Al_2(SiO_3)_6 \cdot 4H_2O$

**Chabasita**  $(Ca, Na_2)Al_2(SiO_3)_6 \cdot 6H_2O$

**Thomsonita**  $NaCa_2Al_5(SiO_4)_5 \cdot 6H_2O$

**Ptilolita**  $(Ca, Na_2, K_2)O \cdot Al_2O_3 \cdot 10SiO_2 \cdot 6H_2O$

#### ZEOLITAS CALCICAS

**Wairakita**  $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$

**Laumontita**  $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$

**Heulandita**  $CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O$

**Escolecita**  $CaAl_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$

De las ocho especies de zeolitas observadas en el Módulo Tejamaniles solo la wairakita, laumontita y estilbita son realmente abundantes, el resto de ellas se presenta en forma puntual o constituyendo intervalos pequeños. Cabe hacer mención que el único criterio usado para la identificación de estos minerales fue la Mineralogía Óptica.

La estilbita fue encontrada en todos los pozos, excepto en el pozo Az-50. Este mineral muestra un fuerte control litológico ya que está restringido a las unidades

ácidas y lo más profundo que se presenta es a los 600m en el pozo Az-18 (figuras 7 y 15) y siempre por encima de la isoterma de los 150°C (figuras 38 y 39); texturalmente se encuentra rellenando pequeñas fisuras así como las vesículas de la roca. La wairakita igualmente está en todos los pozos a partir de la elevación de 1850 m.s.n.m en promedio en la sección BB' (figura 16), y a partir de la elevación de 2100 m.s.n.m. en promedio en la sección AA' (figura 15); en ambos casos debajo de la isoterma de 200°C hasta la isoterma de 300°C a partir de la cual desaparece (pozo Az-9 a 900 m.s.n.m. y Az-16 a 500 m.s.n.m.).

Texturalmente la wairakita se encuentra rellenando espacios abiertos (principalmente fisuras) producto de una depositación directa a partir de la solución hidrotermal y se asocia con epidota, cuarzo, laumontita, clinzoisita, augita y actinolita-tremolita. La laumontita muestra una mayor distribución encontrándose desde los 550 m.s.n.m. en el pozo Az-16 hasta los 2800 m.s.n.m. en el pozo Az-35 evidenciando un amplio rango de temperatura por los que se asocia prácticamente con todos los minerales de neoformación. Este mineral se encuentra preferencialmente reemplazando plagioclasas y en menor escala rellenando fisuras y poros abiertos.

El resto de las zeolitas se encuentran restringidas a las rocas más cercanas a la superficie y existen en muy bajas proporciones: la chabasita forma un pequeño intervalo entre los 340m y 360m de profundidad del pozo Az-26 y entre los 20m a los 40m de profundidad del pozo Az-18. La thompsonita se encontró entre los 460m y 500m de profundidad del pozo Az-35; la heulandita ocurre entre los 340 y 360m de profundidad del pozo Az-26 y la escolcita a los 260m de profundidad del pozo Az-35. Existe otra zeolita restringida a las rocas basálticas del pozo Az-50, asociada íntimamente a la esmectita, iddingsita, clorita y calcita a temperaturas muy por debajo de los 150°C. Dado su aspecto microgranular fue imposible determinar sus propiedades ópticas aunque por su forma de cristalización semeja en gran medida a la laumontita, sin embargo no se descarta la posibilidad de ser pitilolita en vista de que esta zeolita ha sido detectada en otros pozos a través de rayos X (Cathelineau et al, 1985) y debido también a que ha sido encontrada en otros campos geotérmicos entre los 60°C y 170°C (Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970; Steiner A., 1977; Sigvaldason G.E., 1969; Coombs D.S. et al. 1959).

Los hábitos cristalográficos de las zeolitas son muy característicos: la estilbita ocurre en agregados tabulares o radiales frecuentemente maclados; la wairakita presenta por su parte maclas polisintéticas similares a las maclas de la calcita y ocurre en granos subedrales. La laumontita se presenta masiva cuando reemplaza plagioclasas y cuando está rellenando espacios abiertos ocurre en forma de hojas y en hábitos radiales, fibrosos y esferulíticos.

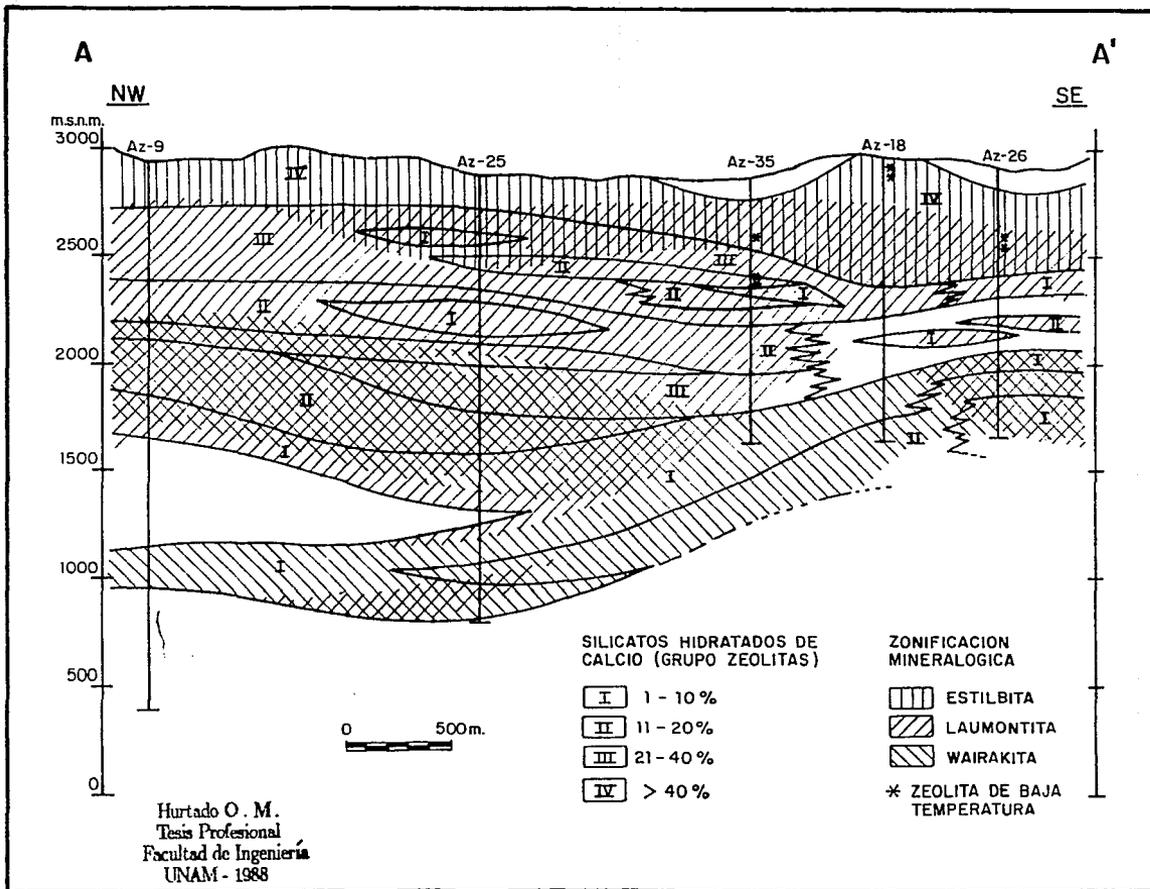


Fig. 15.- Zonificación mineralógica de los minerales del grupo de las zeolitas, sección A-A'

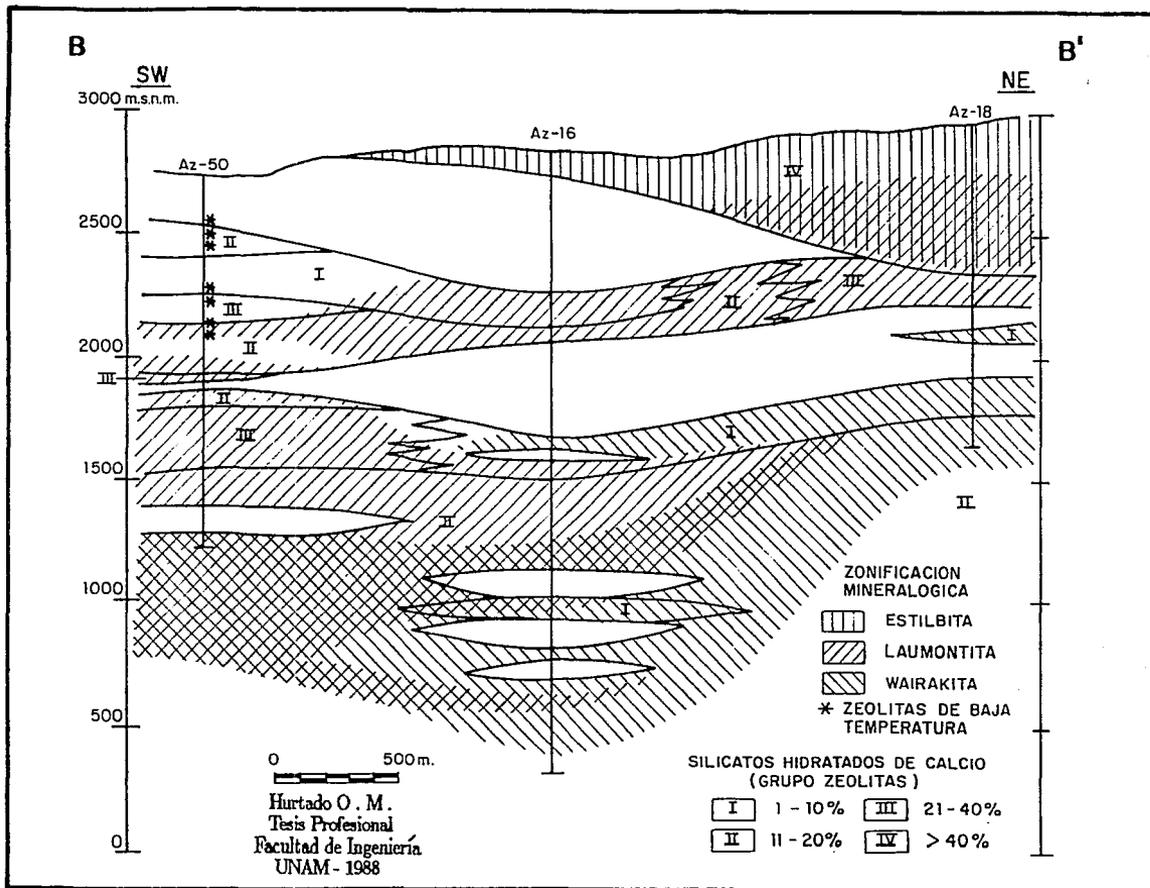


Fig. 16.- Zonificación mineralógica de los minerales del grupo de las zeolitas, sección B-B'

## GRUPO DE LAS EPIDOTAS

**Epidota**  $Ca_2(Al, Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$

**Clinozoisita**  $Ca_2Al_3(OH)(SiO_4)_3$

La epidota está presente en todos los pozos estudiados debajo de la isoterma de los 200°C (figuras 17, 18, 38 y 39). La clinozoisita, por su parte, aparece a partir de la isoterma de 250°C. y es aquí donde la epidota tiene sus máximas concentraciones, fenómeno solo registrado en los pozos más profundos (Az-9, Az-25 y Az-16). En el aspecto cristalográfico hay una evolución de estos minerales; en zonas profundas la epidota y la clinozoisita están perfectamente cristalizadas y en muchas ocasiones forman íntimos intercrecimientos con el cuarzo. En zonas menos profundas la clinozoisita desaparece y la epidota existe en forma masiva y en ocasiones intercrecida con calcita.

El Módulo Tejamaniles está caracterizado por presentar bajas concentraciones de minerales del grupo de la epidota a diferencia del Módulo Marítimo rico en estas especies (Torres A.L., 1988). Texturalmente la epidota y clinozoisita están preferentemente sustituyendo plagioclasas en zonas profundas, mientras que a profundidades menores la epidota se encuentra además en vetillas. La epidota se asocia comúnmente con cuarzo, clorita y wairakita arriba de los 200°C, y a temperaturas mayores a (250°C), junto con la clinozoisita, se asocian a la augita y a la actinolita-tremolita.

## GRUPO DE LOS ANFIBOLES

**Actinolita - Tremolita**  $Ca_2(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$

Los únicos anfíboles de neoformación presentes en la zona sur pertenecen a la serie Actinolita-Tremolita y su distribución puede verse en las figuras 17 y 18. Estos minerales ocurren en hábitos columnares y fibrosos íntimamente asociados a la epidota, clinozoisita y peninita. Texturalmente reemplaza a plagioclasas y en algunas ocasiones también reemplaza a piroxenos primarios. Su presencia se restringe a zonas profundas donde las temperaturas son mayores a los 270°C (figuras 38 y 39).

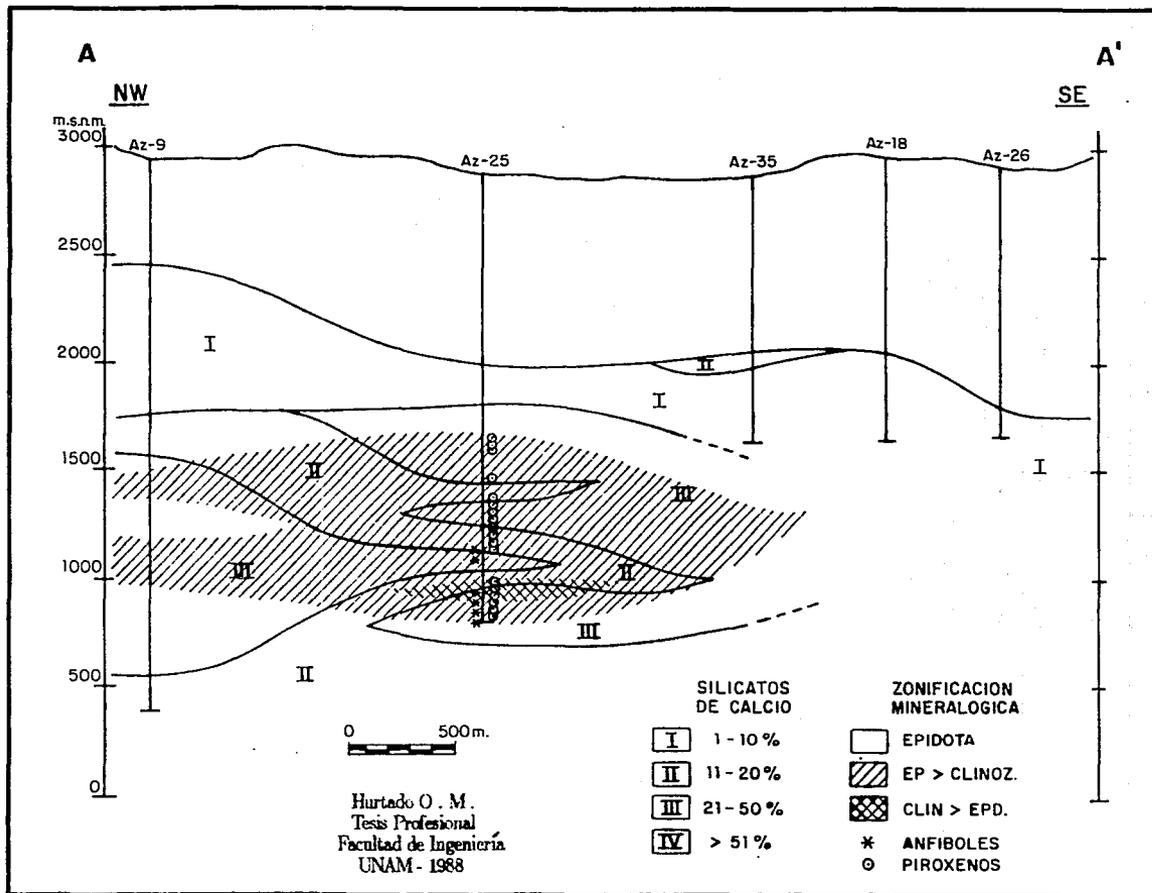


Fig. 17.- Zonificación mineralógica de las epidotas, anfíboles y piroxenos en la sección A-A'

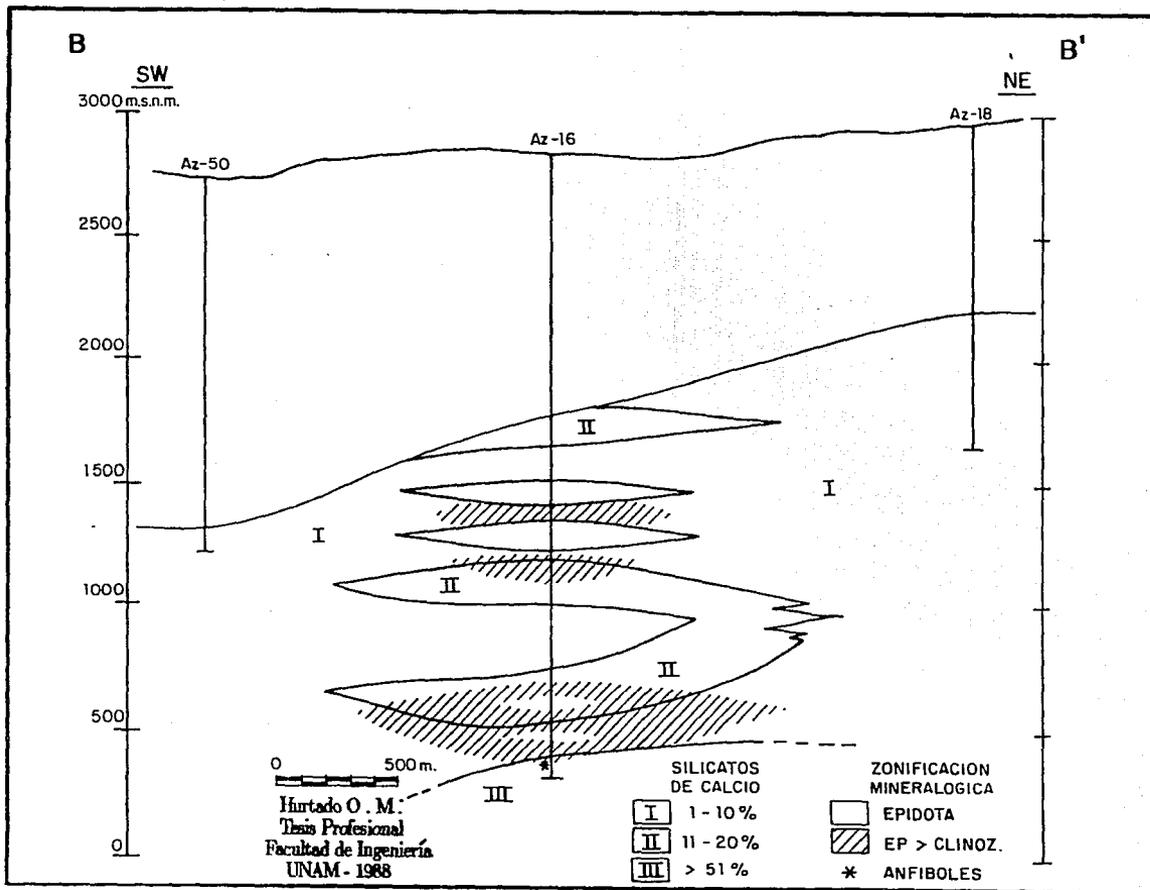


Fig. 18.- Zonificación mineralógica de las epidotas, anfíboles y piroxenos en la sección B-B'

## GRUPO DE LOS PIROXENOS

**Augita**  $Ca(Mg, Fe)(SiO_3)_2(Al, Fe)_2O_3$

**Augita - Egirina**  $Ca(Mg, Fe)(SiO_3)_2(Al, Fe)_2O_3$   
 $(Na, Ca)(Fe, Mg, Al)(Si, Al)_2O_6$

Al igual que la actinolita-tremolita, estos piroxenos hidrotermales se presentan en profundidades de altas temperaturas: únicamente fueron observados en el pozo Az-25 a partir de los 1200m (figura 17) e inmediatamente debajo de la isoterma de los 250° (figura 38). El piroxeno calco-sódico augita-egirina se presenta desde los 1200m hasta los 1540m de profundidad en dicho pozo Az-25 pero de una manera puntual sin constituir zonas específicas, a diferencia de la augita que predomina notoriamente.

Todos estos piroxenos reemplazan a las plagioclasas y están fuertemente asociados a la epidota y clinozoisita.

### C) Silicatos de Hierro y Magnesio

Este grupo de silicatos está asociado espacialmente a los silicatos de calcio, se caracterizan por presentar altas concentraciones en las rocas andesíticas; muy bajas concentraciones en las rocas dacítico-riodacíticas y prácticamente nulas concentraciones en las unidades riolíticas, salvo el pozo Az-9 que es el único que registra este tipo de silicatos en el intervalo riolítico.

## GRUPO DE LAS CLORITAS

**Chamosita**  $Fe_3Al_2Si_2O_{10} \cdot 3H_2O$

**Peninita**  $Mg_{4.9}Al_{1.0}(Si_{3.0}Al_{1.0})O_{10}(OH)_8$

**Clinocloro -  
- Prochlorita**  $Mg_{5.0}Al_{1.0}(Si_{3.0}Al)O_{10}(OH)_8$   
 $Mg_{5.1}Al_{1.0}(Si_{3.0}Al)O_{10}(OH)_8$

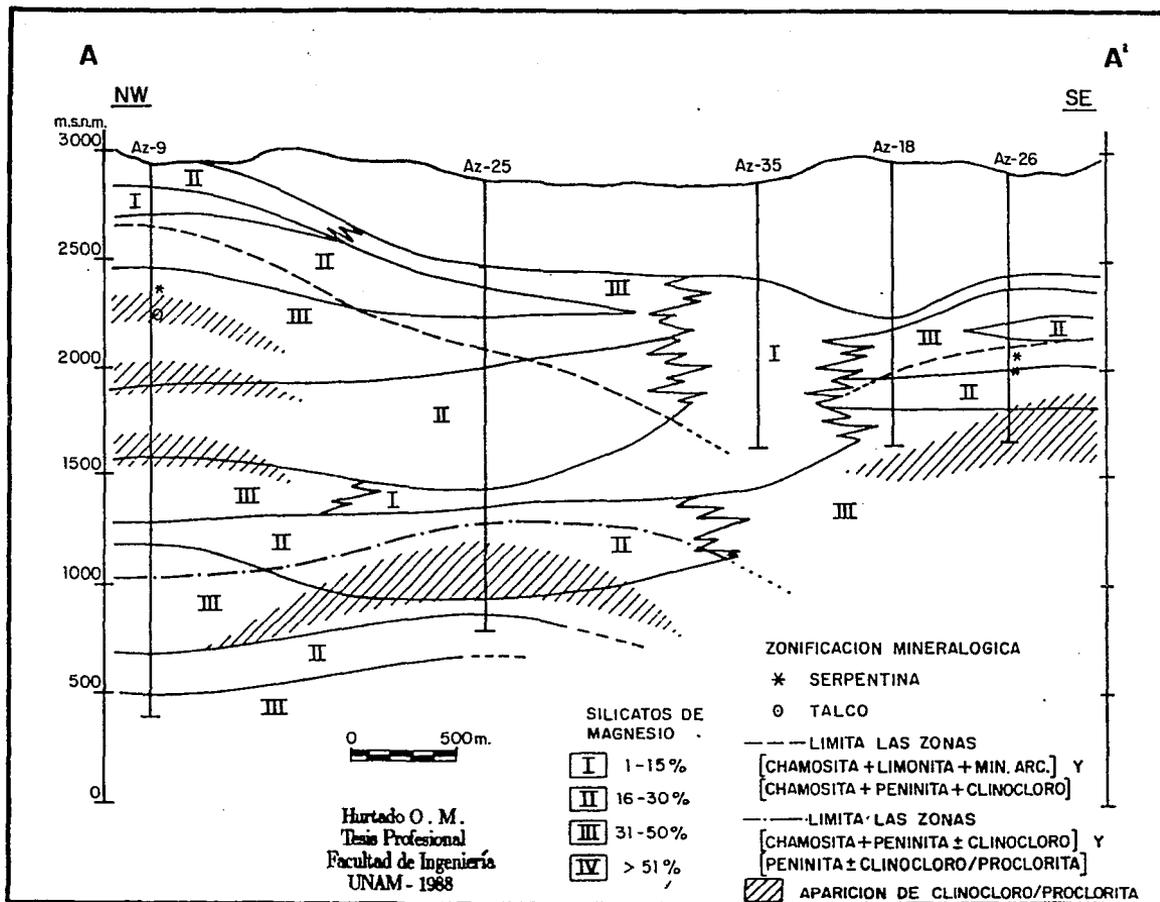


Fig. 19.- Zonificación mineralógica de los silicatos de hierro y magnesio, sección A-A'

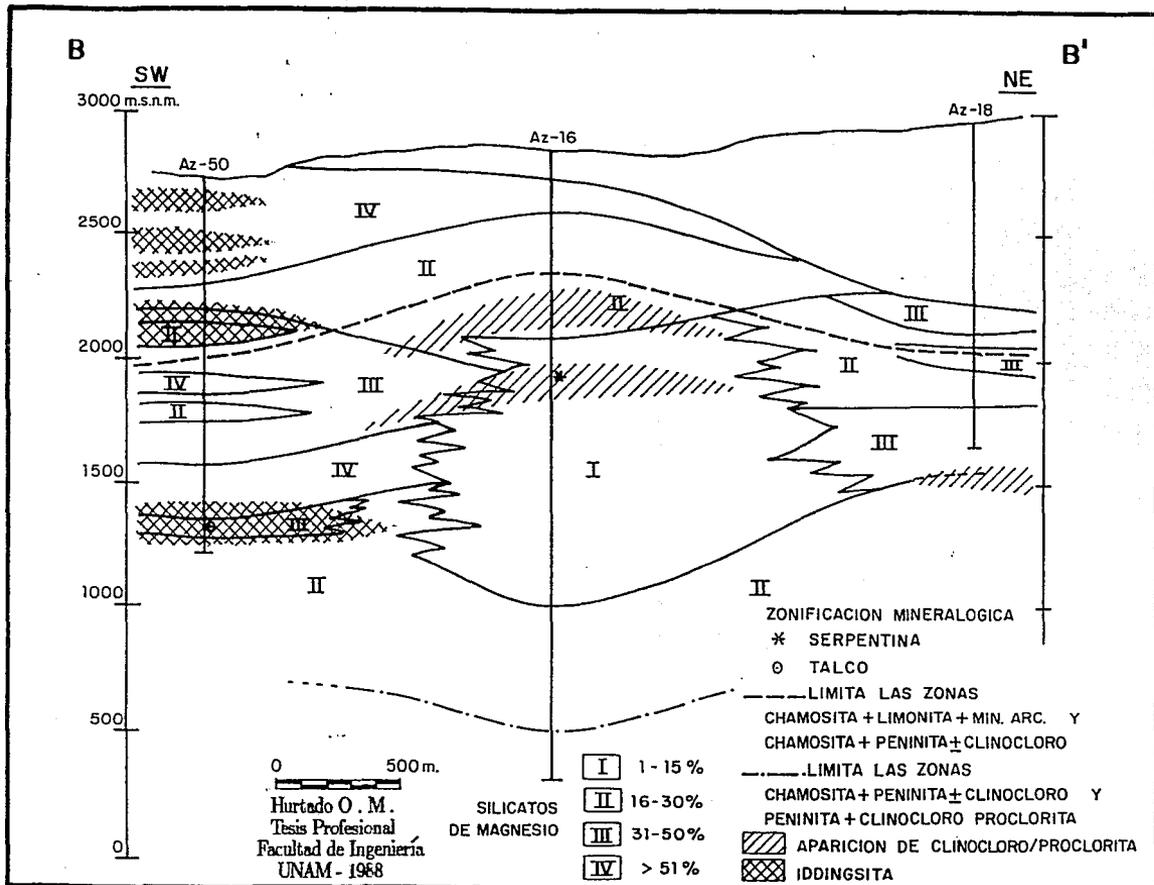


Fig. 20.- Zonificación mineralógica de los silicatos de hierro y magnesio, sección B-B'

## GRUPO DE LA SERPENTINA Y EL TALCO

Talco  $Mg_3(OH)_2(Si_2O_5)_2$

Antigorita  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$

Iddingsita  $MgO.Fe_2O_3.3SiO_2.4H_2O$

La chamosita se caracteriza por abundar en las capas más superficiales asociándose frecuentemente con limonita y minerales arcillosos. A profundidad se asocia con las cloritas magnesíferas (principalmente peninita) disminuyendo paulatinamente su concentración hasta desaparecer (*figuras 19 y 20*). Las cloritas magnesíferas (peninita<sup>+</sup> clinocloro y/o proclorita) por su parte, predominan a profundidad pero hacia la superficie sus concentraciones bajan hasta llegar a desaparecer. Este zoneamiento muestra que en los niveles menos profundos la actividad del Fe es predominante sobre la del magnesio, siendo el Fe a profundidad, paulatinamente substituido por Mg.

La amplia distribución de las cloritas en el subsuelo sugiere que estos minerales son independientes de la profundidad y de la temperatura, sin embargo, como ya se anotó, si son dependientes de los cambios químicos del fluido hidrotermal.

Por otro lado, el talco y la antigorita son especies escasas en los pozos estudiados y su aparición está muy relacionada a las zonas donde existe clinocloro y/o proclorita. La iddingsita está restringida a las rocas basálticas del pozo Az-50.

Desde el punto de vista textural, en la zona de la *chamosita+limonita+minerales arcillosos*, y en la parte superior de la zona *chamosita+peninita+clinocloro*, estos minerales son depositados directamente a partir de la solución hidrotermal (rellenando espacios abiertos), presentándose en vetillas donde se asocian fuertemente con el cuarzo. A profundidad las cloritas están reemplazando plagioclasas y piroxenos primarios; y rara vez se encuentran relleno fisuras. La antigorita, talco e iddingsita, están por su parte reemplazando fenocristales de minerales ferromagnesianos, principalmente piroxenos y olivino.

### D) Silicatos de Potasio

Los silicatos de potasio muestran una amplia distribución en todo el Módulo Tejamaniles pero a diferencia de otros grupos minerales de neoformación, sus concentraciones son preferencialmente bajas. Existen algunas zonas donde es notorio

un incremento en los porcentajes (*figuras 21 y 22*), pero excepto en el pozo Az-35 donde las altas concentraciones están asociadas a las rocas del domo dacítico, tales zonas no definen patrones de distribución regulares o continuos que estén asociados con horizontes litológicos, rasgos estructurales o térmicos. Los minerales que constituyen este apartado son:

## GRUPO DE LAS MICAS

**Muscovita**  $KAl_2(OH)(AlSi_3O_{10})$

**Sericita**  $KAl_2(OH)(AlSi_3O_{10})$

## GRUPO DE LOS FELDESPATOS

**Adularia**  $KAlSi_3O_8$

El mineral más abundante de estos silicatos es la sericita que es una variedad microcristalina de la muscovita. Cuando las concentraciones de sericita aumentan la muscovita aparece en sus típicas formas laminares. Ambos minerales ocurren como reemplazamiento de plagioclasas y están asociados a la calcita, clorita, cuarzo y laumontita. La distribución de estos minerales puede verse en las *figuras 21 y 22* las cuales si son comparadas a su vez con las *figuras 7 y 8* se puede observar que el límite superior de la ocurrencia de estas micas lo constituyen las rocas riolíticas, así mismo las mayores concentraciones están asociadas a las rocas del domo dacítico del pozo Az-35. El límite inferior puede observarse al comparar las *figuras 21 y 22* con las *figuras 38 y 39* en donde dicho límite está definido entre las isoterma de 270°C y 280°C debajo de las cuales la sericita y muscovita desaparecen.

Los feldespatos potásicos aparecen puntualmente pero siempre asociados con la muscovita. Estos feldespatos se presentan en cristales subedrales reemplazando plagioclasas y aunque en otros campos geotérmicos es común que se encuentren relleno de vetillas (*Browne P., 1984*) en el Módulo Tejamaniles solo existe el reemplazamiento.

Ópticamente la distinción entre la adularia y la ortoclasa es prácticamente imposible, sin embargo la adularia es el feldespato potásico por excelencia en sistemas hidrotermales de baja y media temperatura (*Browne P., comunicación personal*), no

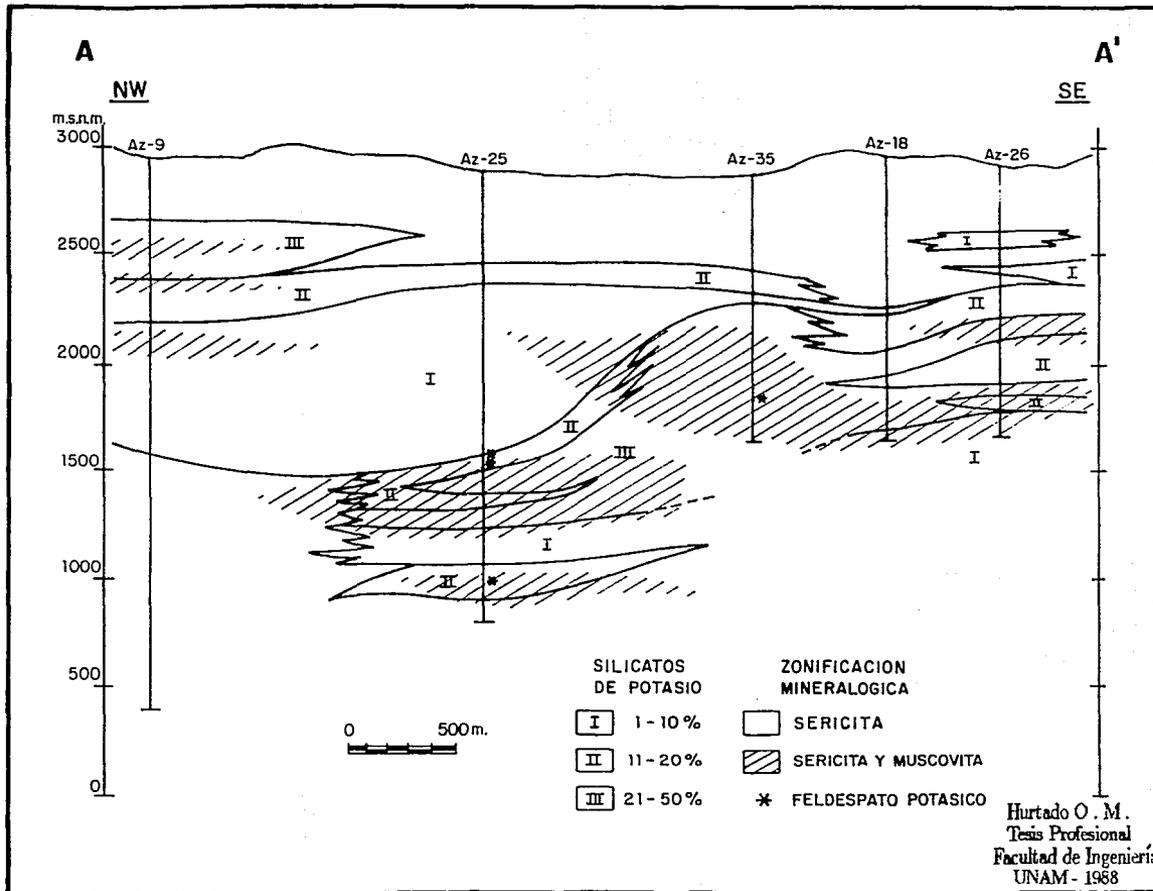


Fig. 21.- Zonificación mineralógica de los silicatos de potasio, sección A-A'

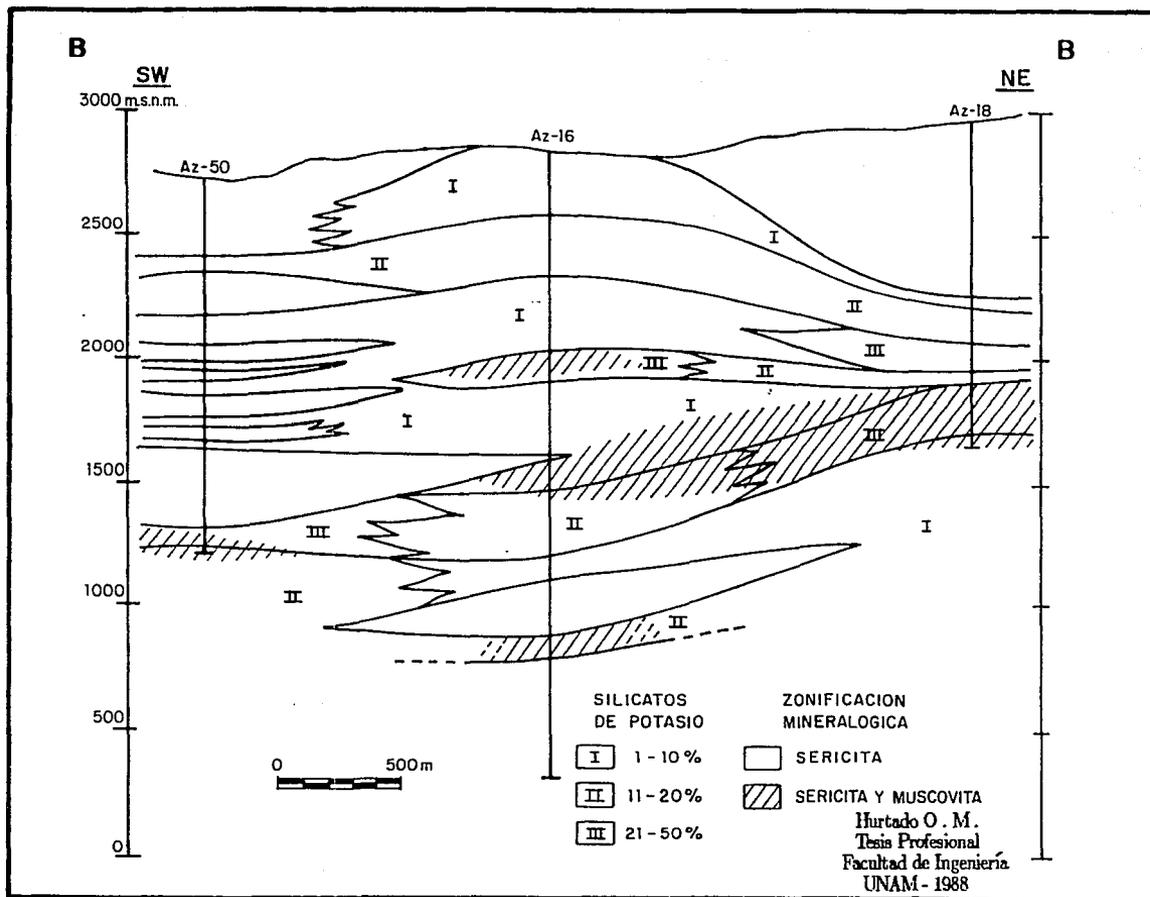


Fig. 22.- Zonificación mineralógica de los silicatos de potasio, sección B-B'

así para la ortoclasa que tiene afinidad a ambientes ígneos y metamórficos de alto grado. La primera aparición de adularia está marcado por la isoterma de 250°C (figuras 21 y 38) pero en vista de su baja ocurrencia no fue posible definir con exactitud sus rangos de aparición.

## **E) Carbonatos y Sulfatos**

Los carbonatos están distribuidos prácticamente en todo el Módulo Tejamaniles pero a diferencia de otros grupos minerales muestran patrones de distribución bastante regulares en el subsuelo (figuras 23 y 24). Sus máximas concentraciones están entre los 1600 y 2600 m.s.n.m. formando una amplia zona de 800m de espesor en promedio.

Los sulfatos por su parte, están inmediatamente debajo de la zona de gran concentración de carbonatos y generalmente asociados a la isoterma de 270°C (figuras 23, 24, 38 y 39).

Las especies minerales de ambos grupos son los siguientes:

### **C A R B O N A T O S**

**Calcita**  $CaCO_3$

**Siderita**  $FeCO_3$

### **S U L F A T O S**

**Anhidrita**  $CaSO_4$

**Barita**  $BaSO_4$

Texturalmente la calcita se presenta rellenando fisuras y reemplazando plagioclasas predominando esta última a profundidad. Se asocia generalmente con cuarzo, clorita, zeolitas, sericita y epidota. La siderita se restringe a un corto intervalo del pozo Az-26 fuertemente asociada con calcita y hematita. A diferencia de la calcita, la siderita no reemplaza plagioclasas y se encuentra entre los 130°C y los 160°C

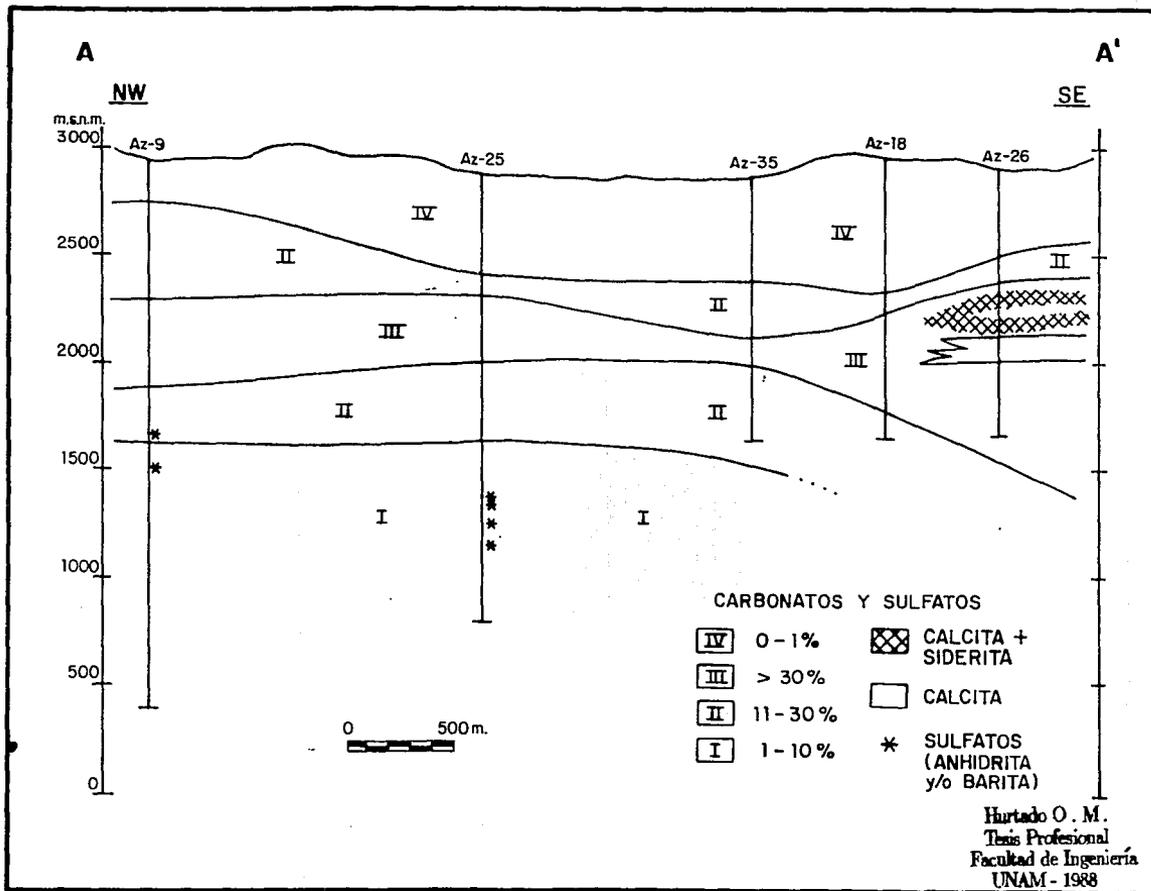


Fig. 23.- Distribución de las concentraciones de carbonatos y sulfatos, sección A-A'

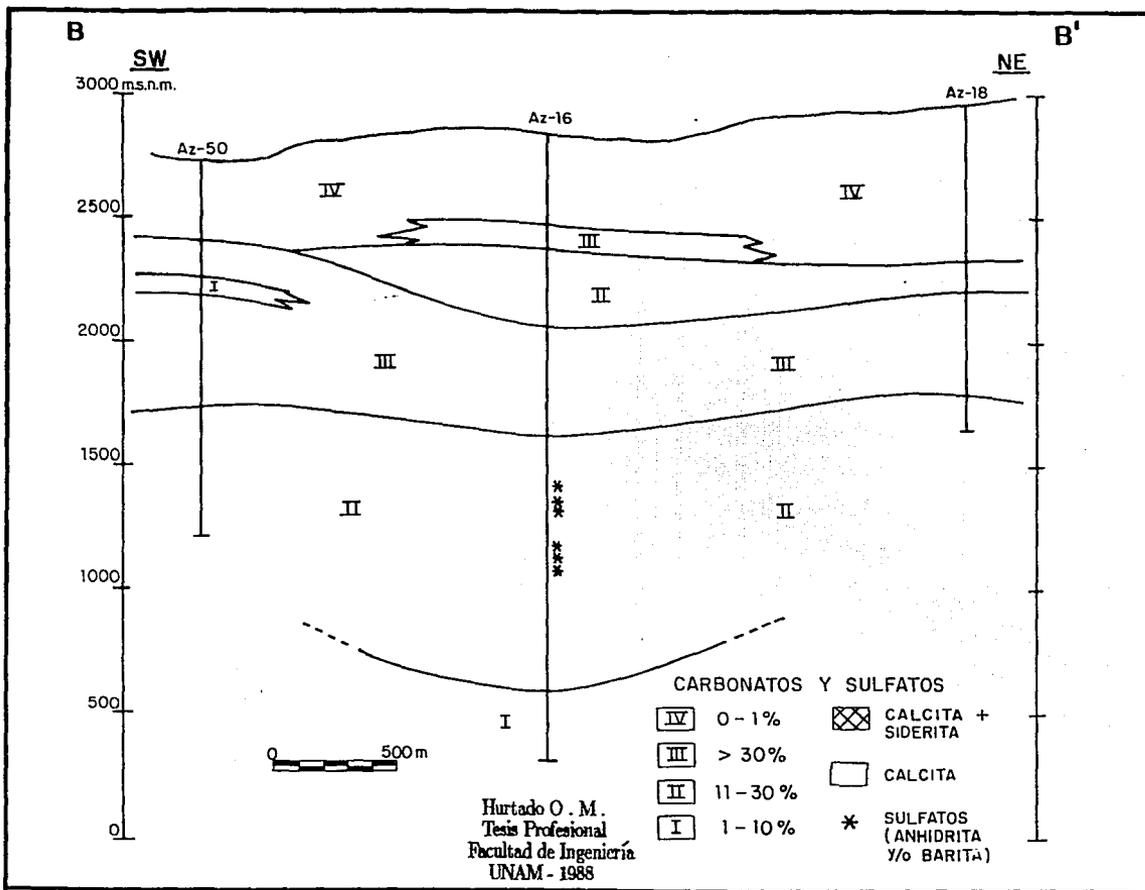


Fig. 24.- Distribución de las concentraciones de carbonatos y sulfatos, sección B-B'

(comparar figuras 23 y 38) sin traslaparse con la zona de la calcopirita. Este hecho ha sido también observado en otros campos geotérmicos, en donde la siderita no excede los  $140^{\circ}\text{C}$  y no ocurre a profundidades de los sulfuros de metales base (sulfuros de Cu, Pb y Zn) (Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970); sin embargo, en algunos sistemas hidrotermales fósiles la asociación siderita + sulfuros de metales base es muy frecuente aunque podría considerarse a éste como producto supergénico (Shaw H.R. y Meyer Ch., 1959 en Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970).

La anhidrita y la barita están estrechamente asociadas, pero la anhidrita es más abundante. Estos minerales sólo fueron encontrados en los pozos profundos (Az-9, Az-25 y Az-16) y es muy probable que por debajo de los pozos menos profundos continúen apareciendo. Su distribución está representada en las figuras 23 y 24.

### 3.4 Difractometría de Rayos X

La difractometría de rayos X es una técnica muy comúnmente usada en análisis de los minerales arcillosos en vista de que los métodos ópticos convencionales no son capaces de identificar los diversos minerales de este grupo debido a su tamaño tan pequeño y por encontrarse generalmente juntos, muchas veces formando capas mezcladas o interestratificadas.

Los minerales arcillosos son producidos al igual que los minerales transparentes, por alteración hidrotermal, por eso el caracterizarlos, conocer su distribución y su evolución es igualmente importante desde el punto de vista físico-químico ya que la presencia de algunas de estas especies depende de la composición de la roca y de la evolución térmica del sistema hidrotermal, por lo que recientemente se ha tratado de utilizarlos como una herramienta geotermométrica (Cathelineau M. e Izquierdo G., 1988).

#### 3.4.1 Método de trabajo

En el apartado 3.2 se describió el tratamiento que reciben las muestras para facilitar su preparación y estudio, también se explicó en que momento las arcillas son extraídas de la roca para su análisis (pag.35).

Una vez eliminado el lodo de perforación, los recortes son llevados al baño de ultrasonido en donde a través de vibraciones mecánicas las arcillas son extraídas. Cuando termina el baño se separan los recortes del agua que contiene ahora las arcillas en suspensión. Para separar las arcillas a su vez del agua, debe provocarse una precipitación masiva de las mismas, para ello se someten a un medio ácido agregándole al agua HCl diluido, introduciéndose enseguida en una mufla a  $50^{\circ}\text{C}$ .

durante 24 Hrs. Al término de este tiempo el agua originalmente turbia está limpia y las arcillas en el fondo del vaso. Las arcillas son posteriormente sedimentadas en pequeños vidrios cuadrados por medio de repetidas pipeteadas hasta formar una película uniforme sobre el cristal. Las arcillas se dejan secar y estarán listas para ser estudiadas. El equipo utilizado es un difractómetro Siemens D.500 con radiación de cobre. Se efectúan dos corridas, en la primera la muestra está seca mientras que en la segunda la muestra está saturada con etilenglicol, esto es particularmente importante para poder distinguir a través de la comparación de los difractogramas, los diversos grupos arcillosos en función de su capacidad de saturación del mencionado reactivo.

### 3.5 Descripción de minerales arcillosos

Los minerales arcillosos encontrados en el Módulo Tejamaniles son:

<b>Esmectita</b>	$(Mg, Ca)Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$
<b>Caolinita</b>	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$
<b>Illita</b>	$KAl_2(OH)_2[AlSi_3(O, OH)]_{10}$
<b>Clorita</b>	$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$

Hay que hacer mención que la clorita reportada aquí difiere de la ya descrita en petrografía en vista de que hay una parte de ella dentro de la roca, que tiene un tamaño microcristalino imposible de ser observada microscópicamente. Esta clorita, por tanto, es arrastrada hacia la fracción arcillosa y solamente es detectable por rayos X.

En las figuras 25 y 26 se aprecia la distribución espacial de los minerales arcillosos observándose inmediatamente debajo de la superficie y muy relacionada a las rocas riolíticas una zona de caolinita, asociada generalmente a esmectita, y que no se extiende más allá de la isoterma de los 150°C (figuras 38 y 39). La esmectita por su parte, a niveles más profundos tiende a asociarse con la illita y clorita, pero siempre predominando en abundancia. Esta zona se extiende por lo general más allá de la isoterma de 200°C pero nunca excede la isoterma de 250°C. Debajo de esta zona, la esmectita aparece en cantidades muy pequeñas siempre subordinada a la clorita e illita. La illita aunque abajo de la isoterma de 230°C tiene sus máximas concentraciones, esporádicamente llega a ser mayor que la clorita, la cual es el



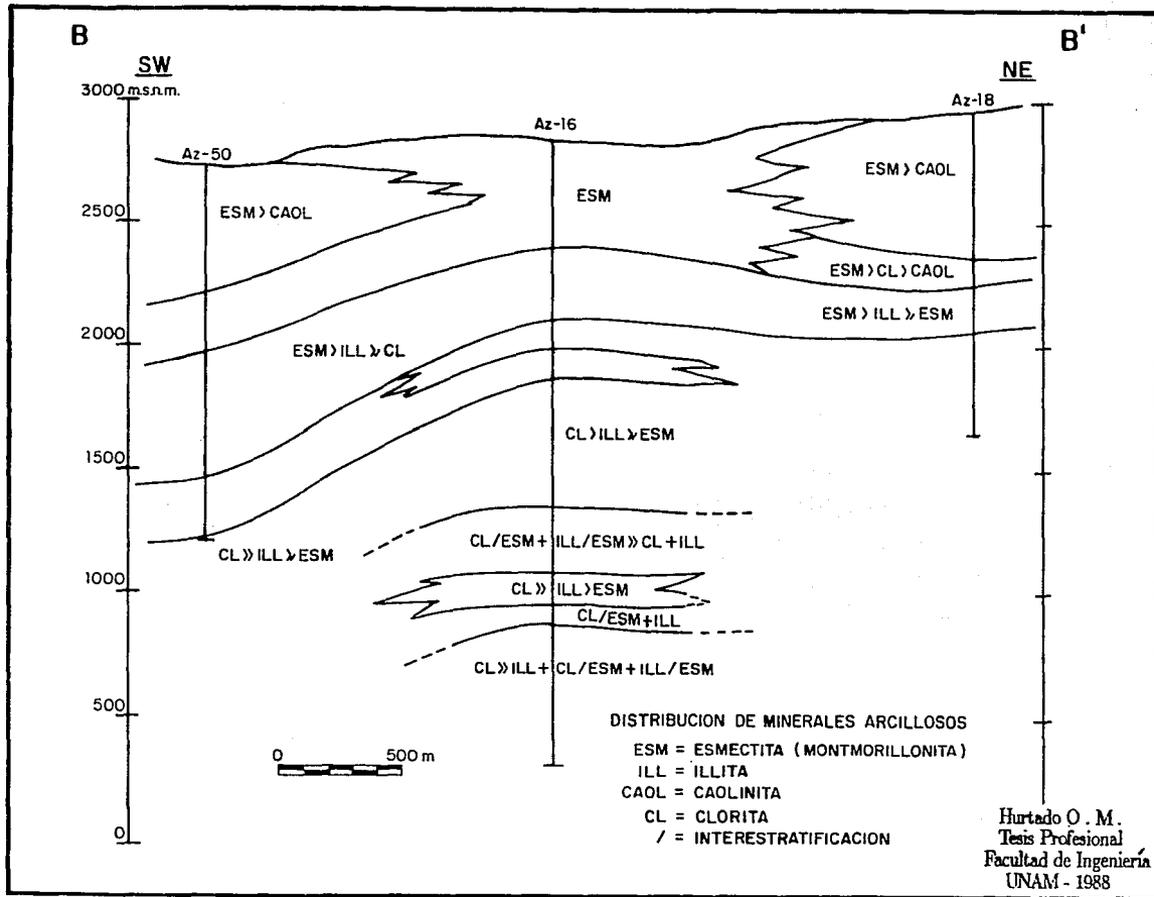


Fig.26 -- Zonificación mineralógica de los minerales arcillosos, sección B-B'

mineral arcilloso que predomina notoriamente a profundidad. Los cambios entre unas zonas y otras (principalmente de la zona de esmectita a la zona de clorita) o inclusive entre algunas subzonas (figura 25), está marcado por interestratificaciones de clorita/esmectita y/o esmectita/illita, que sugieren fases transicionales entre estos minerales micáceos; este fenómeno puede observarse claramente en los pozos Az-50 (figura 26), Az-25 y Az-35 (figura 25).

## C A P I U L O I V

### ESTUDIO DE MINERALES OPACOS

#### 4.1 Introducción

La Minerografía ha sido usada por tradición en el estudio de los sistemas hidrotermales fósiles y en otros tipos de yacimientos minerales. En los sistemas geotermiales activos se ha tenido conocimiento de la existencia de ciertas especies de minerales metálicos sin embargo nunca se les ha dado la debida importancia ni mucho menos se ha tratado de estudiarlos. Actualmente el uso de la minerografía como una herramienta útil en el conocimiento físico-químico de sistemas hidrotermales activos es una aplicación nueva y los primeros trabajos concernientes al tema son los realizados por *González S.F. (1987); González P.E. y González S.F. (1988) y Torres A.I. (1988)*.

La formación de minerales opacos en campos geotérmicos está en función de los mismos factores termodinámicos que gobiernan la formación de los minerales arcillosos y transparentes de neoformación que son usualmente estudiados en este tipo de sistemas geológicos. De este modo, el reconocimiento e interpretación de las especies opacas contribuirá a comprender las características físico-químicas de algunas especies como el  $H_2O$ ,  $SO_4$ ,  $Cu^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $S^{-2,-1}$ ,  $H^+$ ,  $O^{-2}$ , etc., cuya solubilidad o precipitación estará en función de las reacciones de óxido-reducción que se lleven a cabo dentro del sistema. Generalmente las reacciones de óxido-reducción dependen de ciertos factores físico-químicos como el pH, la fugacidad de oxígeno, fugacidad de azufre, temperatura, presión y salinidad; de tal manera que caracterizar las especies minerales traerá como consecuencia conocer el papel que juegan dichos factores en el fluido geotérmico.

#### 4.2 Método de trabajo

Para efectuar los estudios minerográficos se requiere aglutinar los recortes de perforación en una pastilla de resina epoxica (ver pag. 36) que es desvastada

con abrasivos de carburo de silicio y pulida con alúmina de 1.0 micrón (alúmina alpha) y 0.05 micrón (alúmina gamma). Los estudios se realizaron en un microscopio minerográfico Rossbach modelo Kyowa tipo binocular.

### 4.3 Descripción Minerográfica

En el Módulo Tejamaniles se reconocieron doce especies de minerales opacos de los cuales solo tres de ellos son primarios:

Ilmenita  $FeTiO_3$

Magnetita  $FeFe_2O_4$

Casiterita  $SnO_2$

#### 4.3.1 Distribución de minerales primarios

Los óxidos de Fe-Ti han sido puestos en evidencia desde hace ya varios años (*Silva-Mora, 1979*) como minerales primarios en las rocas andesíticas Mio-pliocénicas de la Faja Volcánica Mexicana. Análisis químicos de elementos mayores llevados a cabo en dichas rocas andesíticas arrojan valores de  $TiO_2$ ,  $FeO$  y  $Fe_2O_3$ , que en términos generales son un poco altos para los reportados en rocas de la serie calcoalcalina a la cual pertenecen estas rocas (*Cathelineau M. et al., 1987*). Sin embargo, los estudios minerográficos realizados en las rocas andesíticas Mio-pliocénicas del campo geotérmico de Los Azufres, en particular las rocas del Módulo Tejamaniles, demuestran que los óxidos primarios de Fe-Ti no están distribuidos homogéneamente en las rocas andesíticas basamentales como debería esperarse, sino que existen derrames andesíticos que carecen totalmente de ellos. Esto es importante desde el punto de vista de que se pueden diferenciar en un mismo paquete de rocas volcánicas distintos derrames lávicos. Bajo un marco estructural (*figuras 27 y 28*) es posible definir el desplazamiento relativo de las fallas y por consecuencia tener datos acerca de la distribución de las zonas permeables en el subsuelo según se muestra en la *figura 27*, en donde los derrames andesíticos con ilmenita de los pozos *Az-9*, *Az-25* y *Az-18* están contenidos dentro de las zonas productoras de esta parte del Módulo Tejamaniles por lo que si se logra conocer la distribución en el subsuelo de estas rocas en particular, indirectamente se tendrá conocimiento de la ubicación de las zonas permeables a lo largo de la sección propuesta A-A'. Por otra parte, al comparar las gráficas de distribución de ilmenita del Módulo Tejamaniles con las del Módulo

Marítaro (*Torres A.I., 1988*), se puede concluir que los derrames andesíticos de la parte oriental del Módulo Tejamaniles son distintos a los del Módulo Marítaro dado que el contenido de ilmenita, titanomagnetita y magnetita en las andesitas de este último Módulo son mayores y están prácticamente distribuidas en todo el paquete ígneo; de hecho la titanomagnetita no se presenta en los derrames de la zona sur y la magnetita solo fue encontrada en los pozos Az- 16 y A-23.

*González P. y González S., (1988)* han concluido que la ilmenita, magnetita y la titanomagnetita únicamente existen en el basamento local andesítico y que en las rocas ácidas más jóvenes estos minerales están ausentes. En este trabajo no se encontró ninguno de estos minerales en las rocas ácidas, sin embargo, en el intervalo riolítico del pozo Az- 16 (0 a 100 m de profundidad) se encontraron cantidades mínimas de ilmenita, lo que sugiere que cuando menos éste mineral si ocurre en las rocas del domo riolítico pero en cantidades menores que las encontradas en el basamento andesítico. Análisis geoquímicos de roca total (*Cathelineau M. et al., 1987*) en las rocas del domo riolítico reportan valores de 0.09% a 0.38% de  $TiO_2$ , y de 0.93% a 1.61% de  $TiO_2$  en las rocas andesíticas lo que posibilita hacer interpretaciones genéticas para todas estas rocas (*Cathelineau M. op.cit.*).

La casiterita es un mineral pobremente distribuido en las rocas del campo Los Azufres, se restringe únicamente a las rocas ácidas jóvenes y muy comúnmente asociado a minerales accesorios como el zircón y la biotita. Probablemente a su ocurrencia puntual se deba el hecho de que anteriormente éste mineral no haya sido reportado en el campo geotérmico. La presencia de éste mineral en las rocas ácidas indica la manifestación más meridional de las ocurrencias estañíferas en rocas riolíticas de los estados de Durango, Zacatecas y San Luis Potosí.

#### 4.3.2 Distribución de minerales secundarios

Los distintos minerales secundarios observados en el subsuelo del Módulo Tejamaniles son agrupados en grupos de afinidad química similar:

### Oxidos: SISTEMA Fe - Ti - O

Hematita  $Fe_2O_3$

Rutilo  $TiO_2$

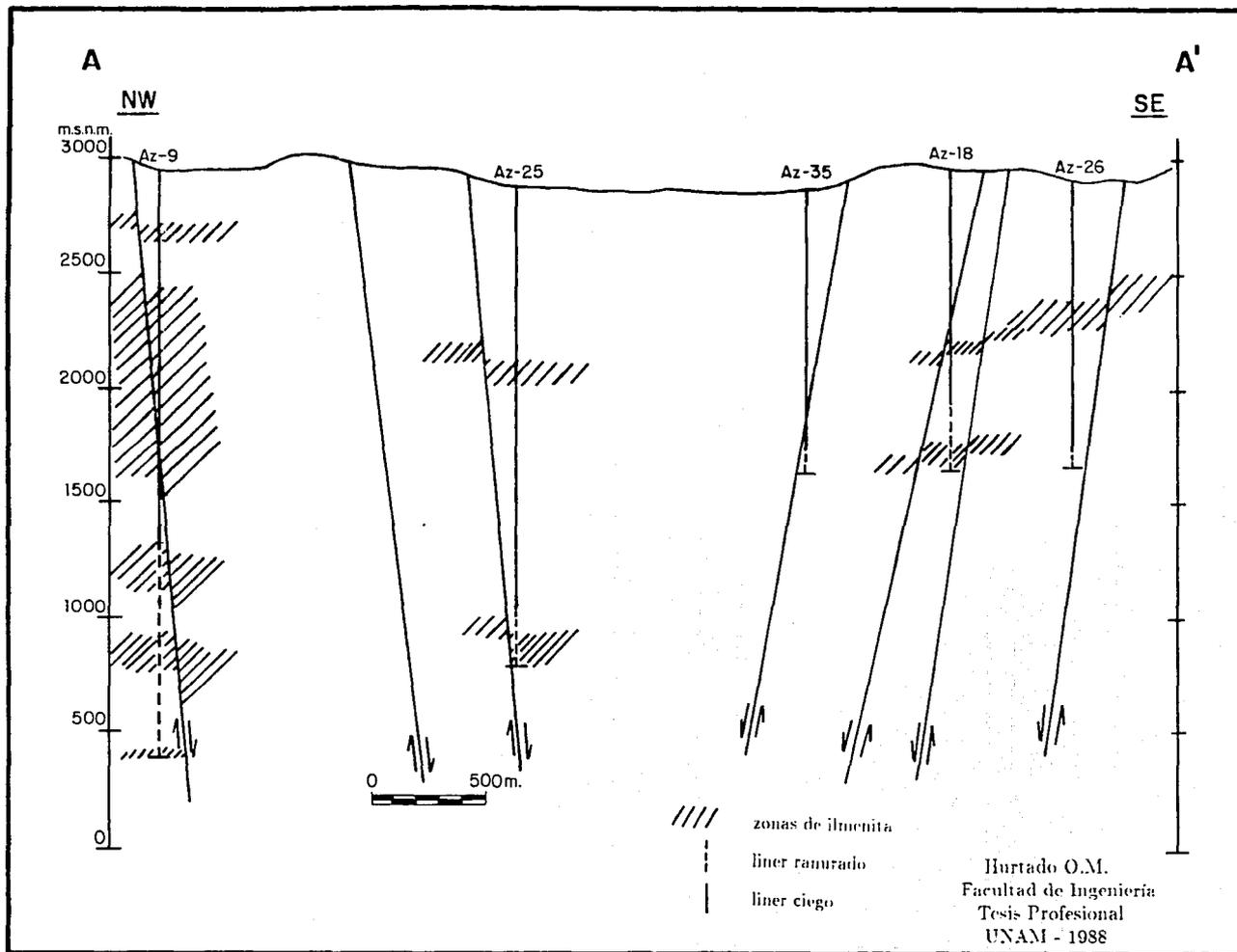


Fig. 27.- Distribución vertical de la illita comparada con las fallas y zonas productoras de los pozos en la sección A-A'.

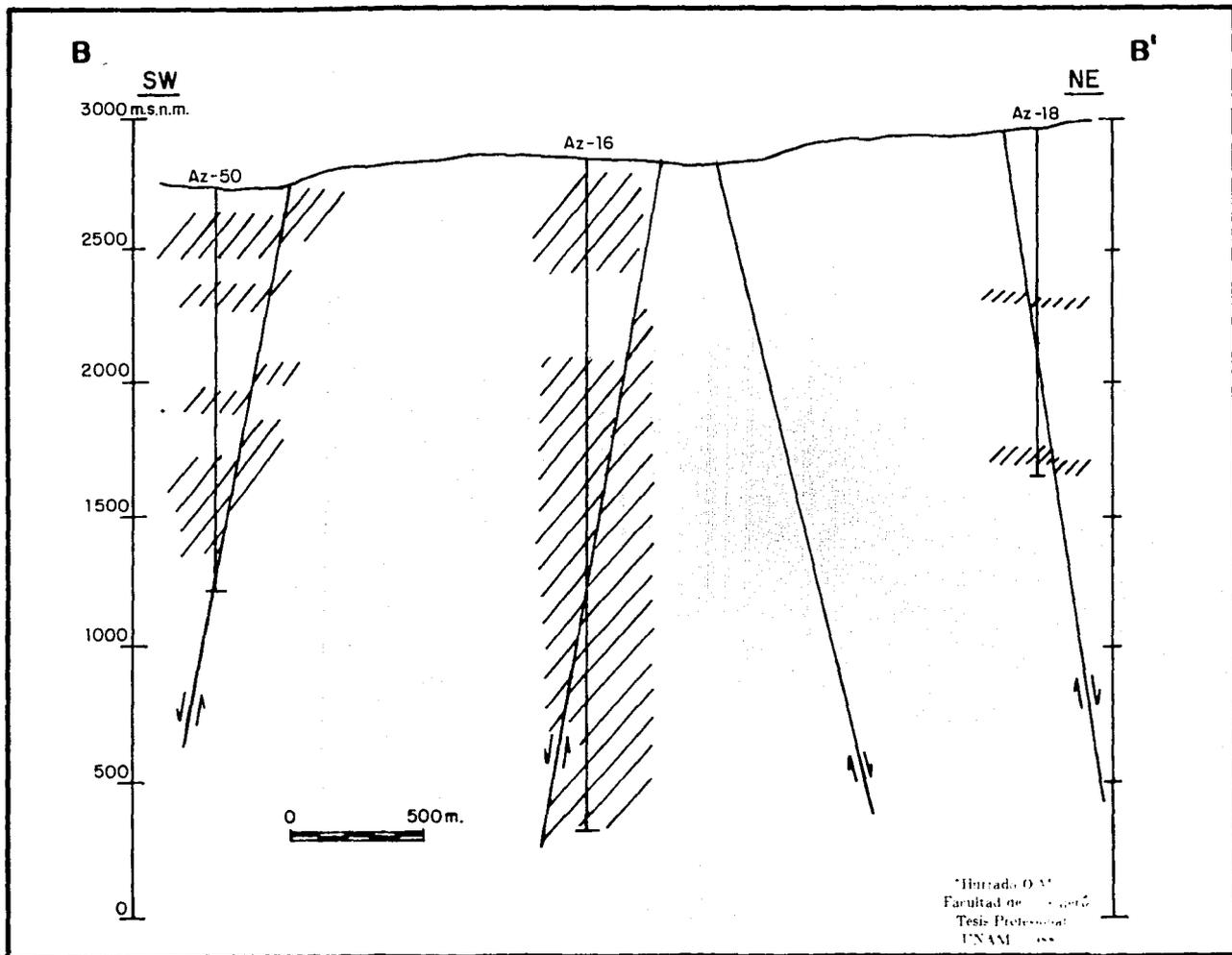


Fig. 28. Distribución vertical de la lluvia comparada en tres fondeos en la sección B-B'.

## Sulfuros: SISTEMA Fe - S

Pirita  $FeS_2$

Marcasita  $FeS_2$

## SISTEMA Fe - Cu - S

Calcopirita  $CuFeS_2$

Bornita  $Cu_5FeS_4$

Digenita  $Cu_9S_5$

Idaita  $Cu_5FeS_6$

Covelita  $CuS$

## OXIDOS

Los óxidos de neoformación están representados en el Módulo Tejamaniles por el rutilo y la hematita. El rutilo se encuentra reemplazando parcial o totalmente a la ilmenita pero por lo general no muestra grandes concentraciones debido, en parte, a que las concentraciones de ilmenita son también bajas. La hematita por lo general se encuentra reemplazando plagioclasas, a minerales ferromagnesianos y a la matriz vítrea. Usualmente es anedral pero en gran parte del *pozo Az-50* y en algunos intervalos de los demás pozos se observó en forma de agujas, algunas veces intercrecidas, generando arreglos fibrosos. La hematita está ampliamente distribuida en el Módulo Tejamaniles, su distribución puede verse en las *figuras 29 y 30*: sus máximas concentraciones generan pequeños lentes que no tienen continuidad entre ellos provocando que su distribución sea heterogénea, excepto en el *pozo Az-50* donde las concentraciones son las más altas y homogéneas. Cabe hacer notar que la gran cantidad de hematita presente en este pozo indica fuertes condiciones oxidantes en la zona, de modo que la precipitación de los óxidos se ve favorecida por esta circunstancia; sin embargo en la *figura 30* se observa que aún cuando en casi todas las rocas del *pozo Az-50* existe ilmenita, el rutilo aparece hasta los 1020m de profundidad donde la temperatura obtenida por inclusiones fluidas es

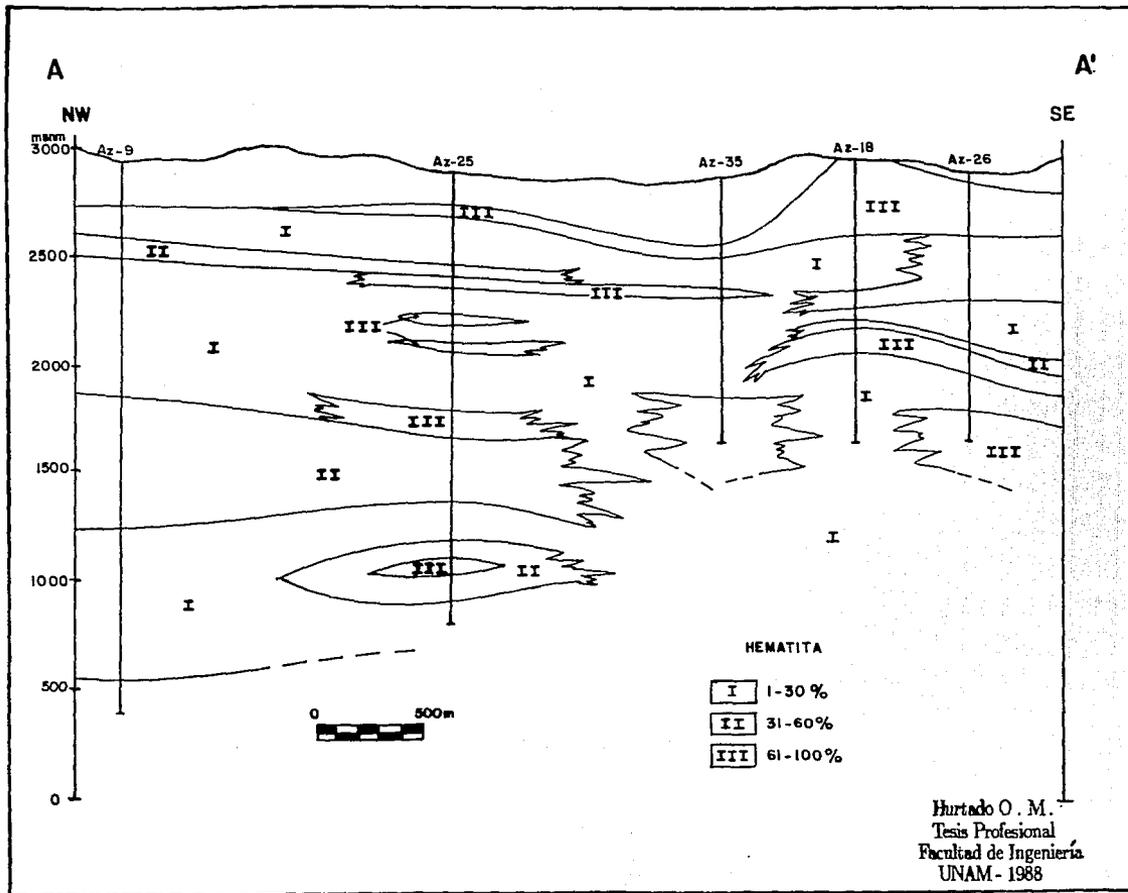


Fig. 29.- Distribución de las concentraciones de hematita, sección A-A'

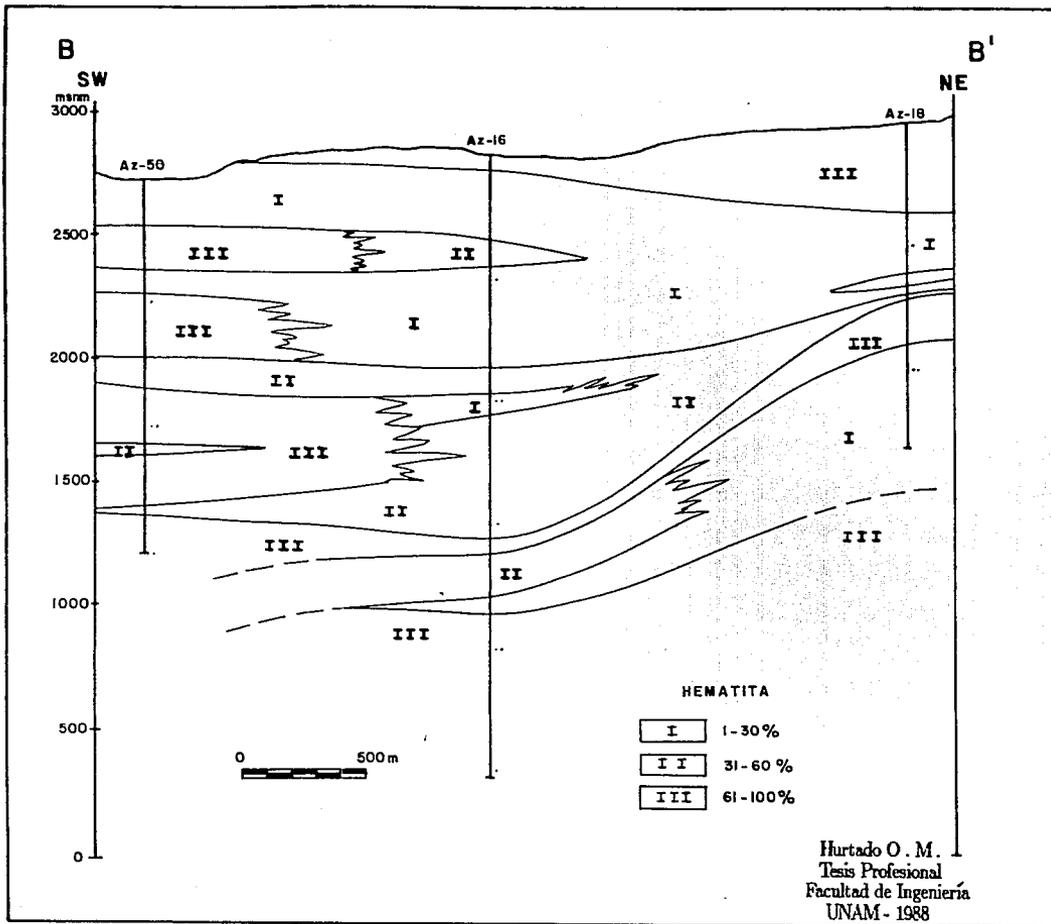


Fig. 30.- Distribución de las concentraciones de hematita, sección B-B'

de 150°C lo que demuestra que al menos para la formación del rutilo no solo se requiere de un medio oxidante (*González S.F., 1987*) sino de una temperatura mayor a los 150°C. Por otro lado, los intervalos de altas concentraciones de hematita en el pozo Az-16 han sido interpretadas por *González S.F., (op cit)* como zonas de recarga al yacimiento en vista de que coexiste con especies minerales de condiciones semioxidantes y su precipitación más bien se atribuye al choque de aguas frías con aguas calientes ya que se ha demostrado que una interacción de éste tipo provoca la precipitación masiva de la hematita. Así mismo, la íntima relación espacial que guardan estas zonas con los horizontes tobáceos cortados por dicho pozo (*figura 8*) favorece la idea de considerar recargas a través de las tobas. En el pozo Az-50 (*figura 9*) existe un control similar pero en este caso las máximas concentraciones de hematita no están asociadas a cuerpos piroclásticos sino a horizontes de andesitas basálticas y basaltos de olivino. No puede, sin embargo, seguirse el mismo criterio para comprobar que efectivamente en la porción SW del Módulo Tejamanil exista una zona de recarga al yacimiento ya que el carácter básico de las rocas contenedoras de la hematita en el Az-50 pueden hacer falsa la idea, dada la gran cantidad de minerales ferromagnesianos presentes en estas rocas, y que facilitan la creación de hematita como producto de alteración de los mismos, además, las paragénesis encontradas en el Az-50 indican que el pozo se ubica dentro de un típico ambiente oxidante lo que propicia también la precipitación a gran escala de la hematita.

## S U L F U R O S : S I S T E M A F e - S

El sistema Fe-S está representado por la piritita y la marcasita: la primera de ellas muestra una distribución más amplia (*figuras 31 y 32*) y en términos generales se encuentra asociada tanto a las rocas andesíticas como a las rocas ácidas. La marcasita por el contrario muestra un marcado control litológico restringiéndose únicamente a las rocas ácidas y sus mayores concentraciones tienden a estar más cerca de la superficie. La piritita, por su parte, muestra sus máximas concentraciones desde los 1200 m.s.n.m. en la sección AA' (*figura 31*), mientras que en la sección BB' (*figura 32*) su precipitación masiva está restringida a una zona definida entre los 1800 y 2500 m.s.n.m. en el pozo Az-16, dicha zona tiende a desaparecer hacia el pozo Az-50, mientras que hacia el pozo Az-18 (*figura 32*) tiende a agrandarse. Textualmente la piritita se muestra en forma granular eudral comúnmente en formas cúbicas asociada a la hematita y a los minerales del sistema Fe-Cu-S, la marcasita por su parte se encuentra en forma masiva y/o acordonada rellenando vetillas asociándose muy comúnmente a la laumontita y estilbita.

## S U L F U R O S : S I S T E M A F e - C u - S

La calcopiritita, bornita, idaíta y digenita son las especies minerales del sistema

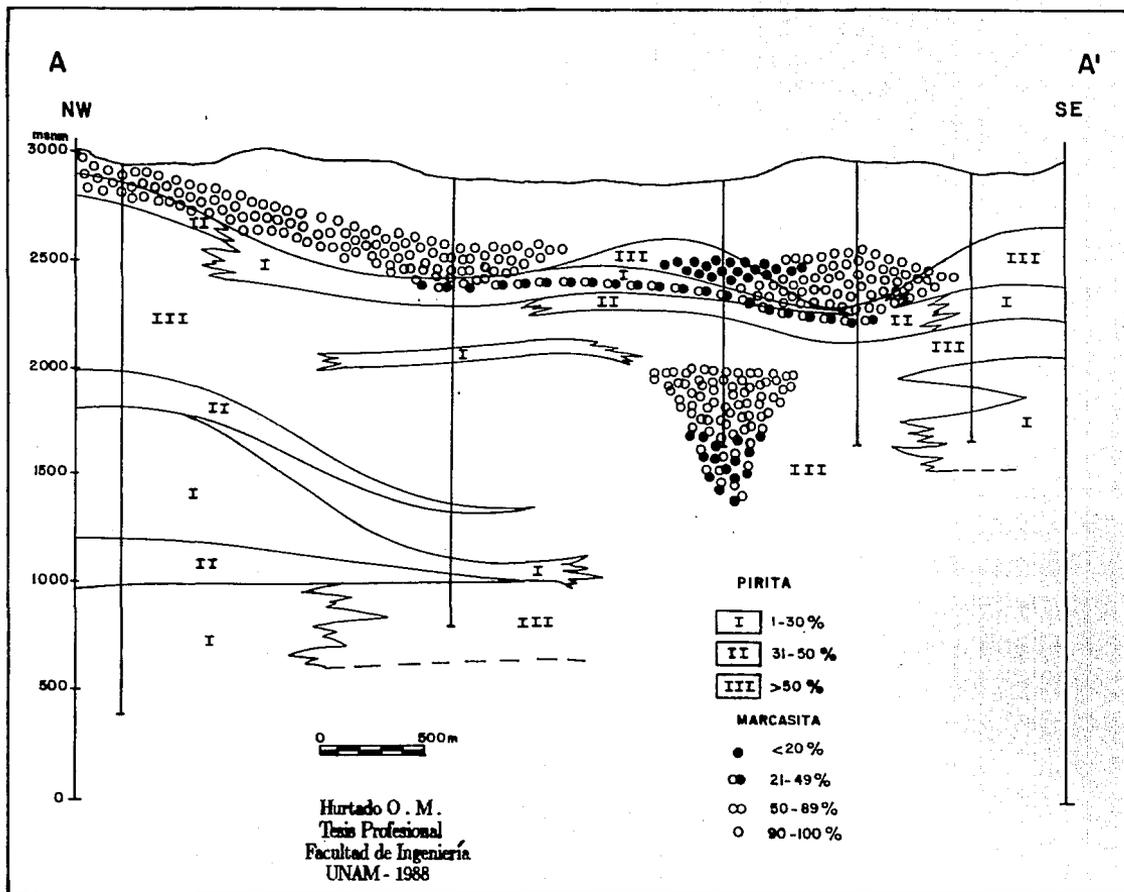


Fig. 31 .- Distribución de las concentraciones de la pirita y marcasita en la sección A-A'

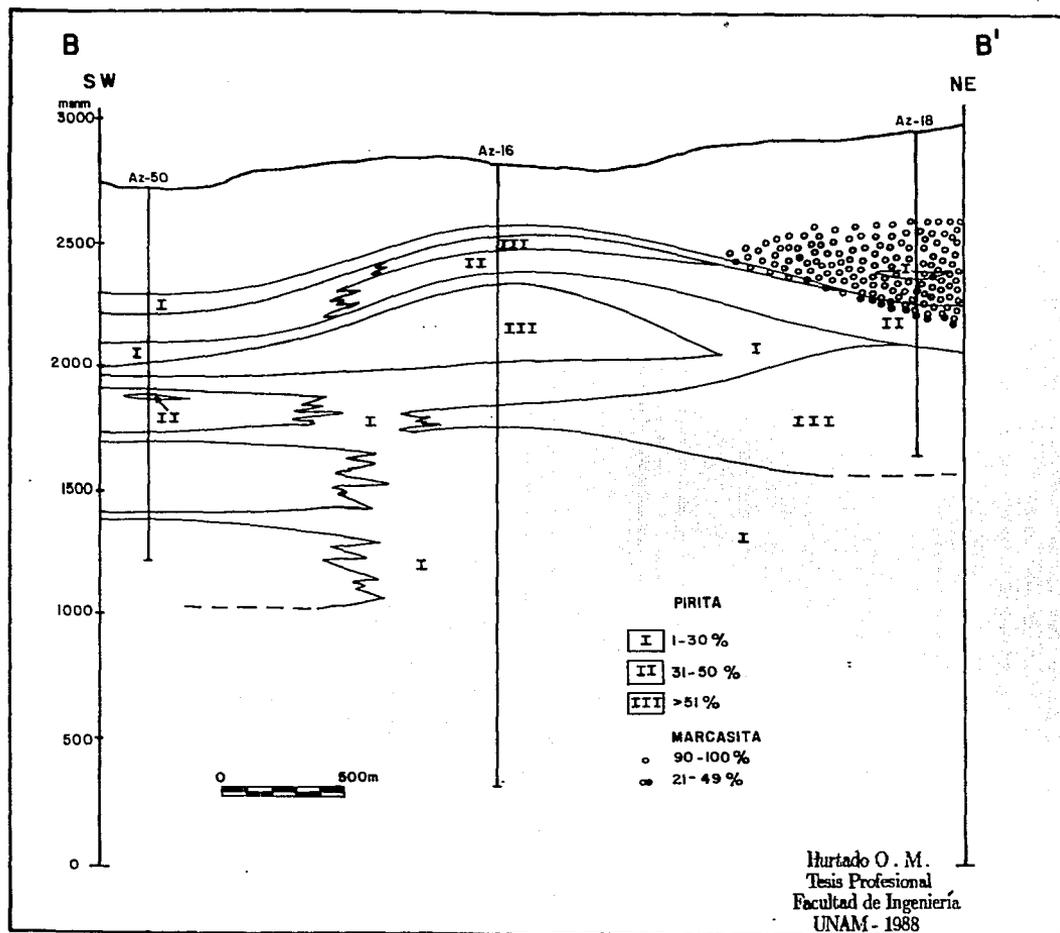


Fig. 32.- Distribución de las concentraciones de la pirita y marcasita en la sección B-B'

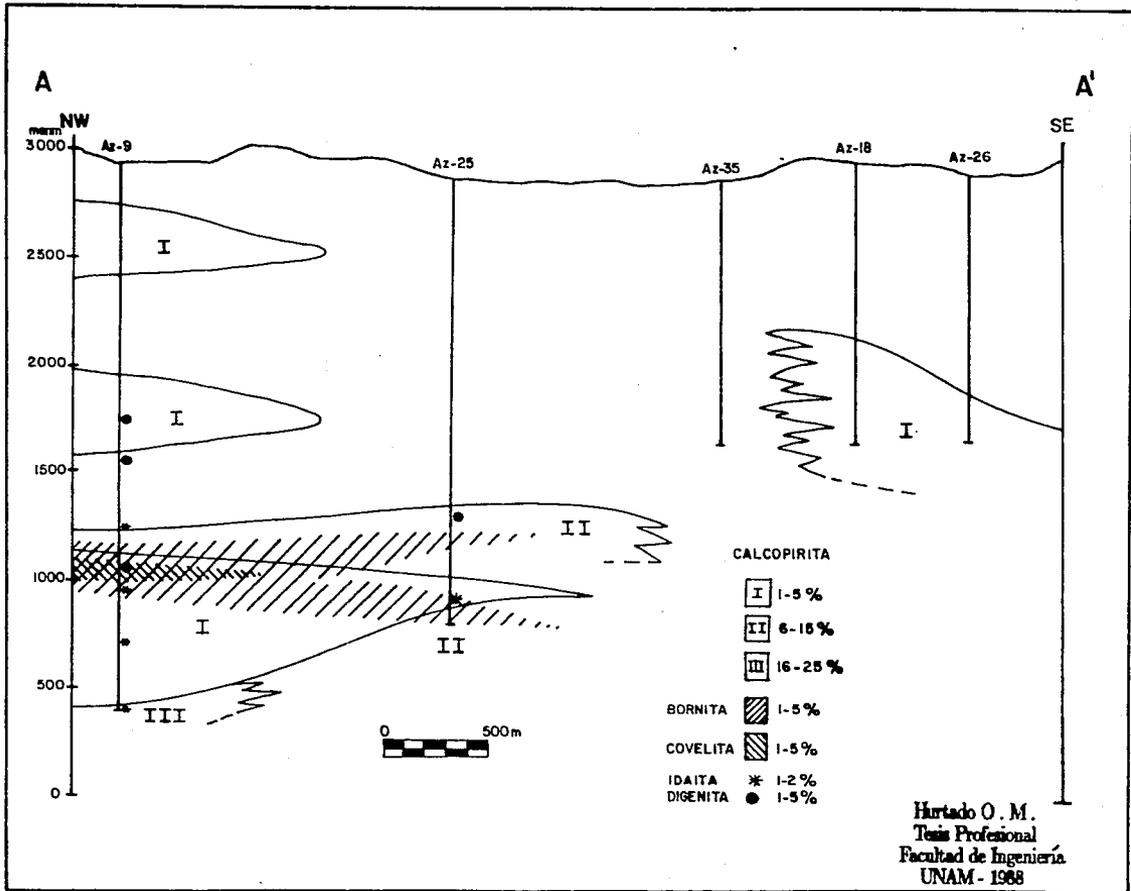


Fig.33 .- Distribución de las concentraciones de las especies cupríferas, sección A-A'

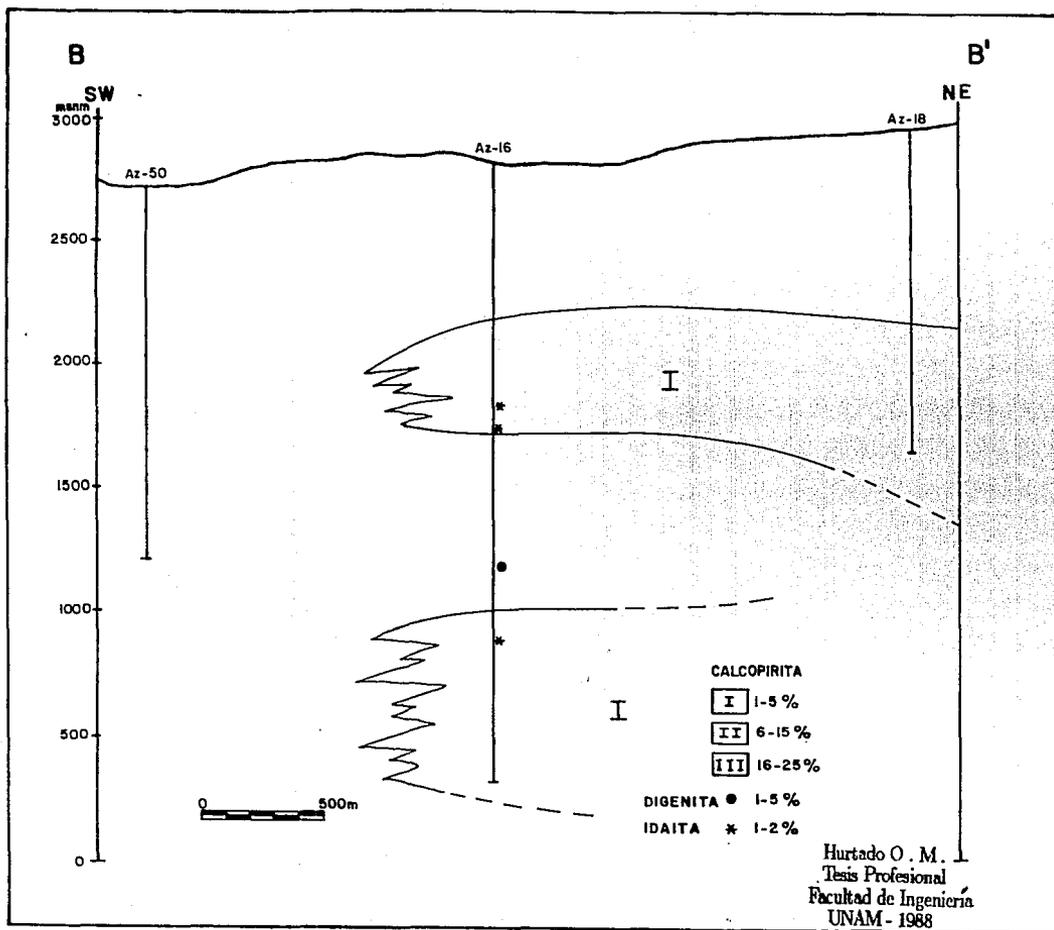


Fig. 34.- Distribución de las concentraciones de las especies cupríferas, sección B-B'

Fe-Cu-S encontradas en el Módulo Tejamaniles; la covelita está presente en el pozo Az-9 pero es ya la zona central del campo (figura 3).

Todos estos minerales se encuentran en bajas proporciones, la calcopirita es el primero en aparecer y se ubica desde la isoterma de los  $200^{\circ}\text{C}$  (figuras 33, 34, 38 y 39) constituyendo amplias franjas de poca continuidad lateral. La bornita y covelita tienden asociarse y su existencia oscila entre los  $270^{\circ}\text{C}$  y los  $300^{\circ}\text{C}$  (figuras 33 y 38). La idaíta y digenita se encuentran puntualmente y en general la digenita desde la isoterma los  $230^{\circ}\text{C}$  hasta los  $270^{\circ}\text{C}$ ; y la idaíta desde los  $240^{\circ}\text{C}$  a más de  $300^{\circ}$ .

# CAPITULO V

## ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

### 5.1 Introducción

Las inclusiones fluidas son pequeños volúmenes de fluido hidrotermal atrapados durante el crecimiento de los minerales de neoformación. Dichas inclusiones constituyen sistemas cerrados en los cuales la densidad y composición del fluido no se modifica una vez que éste ha sido atrapado (*Weisbrod A. et al. 1976*); por otro lado, todos los fluidos atrapados en dichos minerales secundarios son representativos de la solución hidrotermal que dió origen al mineral y por ende, a las inclusiones fluidas que dicho mineral contenga. Aunque ésta última consideración puede verse anulada por algunos fenómenos perturbadores (*ver Roedder E., 1984 p.48-77*), una cuidadosa observación al microscopio puede evidenciarlas, evitando así posibles errores interpretativos.

El estudio de las inclusiones fluidas se lleva a cabo a través de una técnica denominada microtermometría (*Hollister L.S., 1981*) o geotermometría (*Browne P., 1984*); que en los últimos años se ha convertido en una herramienta muy importante dentro de la petrología de sistemas geotermales.

Las ventajas de la aplicación de las inclusiones fluidas en petrología consiste en que el geólogo puede conjuntar la información obtenida por petrografía de minerales secundarios (alteración hidrotermal) con la información obtenida por inclusiones fluidas, para determinar en primera instancia, los parámetros físicos y químicos de la formación de esos minerales y en segundo término conocer las condiciones de temperatura, presión (profundidad) y composición del fluido hidrotermal actual (campos geotérmicos) o fósil (yacimientos minerales) y, en consecuencia, conocer las características de la evolución espacio-temporal de tales fluidos hidrotermales (para otras aplicaciones *ver Shepherd T.J. et.al. p.18-19. 1965*).

## 5.2 Método de Trabajo

### 5.2.1 Preparación de muestras

La preparación de las inclusiones fluidas comienza con la separación mecánica de minerales hidrotermales que potencialmente las contengan. Esta separación consiste en extraer con la ayuda de un microscopio binocular los cristales individuales que se encuentran en los recortes de perforación. Aunque teóricamente todo mineral hidrotermal es susceptible de atrapar inclusiones fluidas, solo se separan los minerales transparentes como por ejemplo el cuarzo y ocasionalmente los minerales translúcidos como por ejemplo la esfalerita, en vista de que las técnicas petrográficas necesitan de minerales que permitan el paso de la luz a través de ellas. El cuarzo, calcita, fluorita, adularia, apatita, esfalerita, yeso, granate, entre otros, son los más comúnmente usados en sistemas hidrotermales, ya sean fósiles o activos.

En el campo geotérmico de Los Azufres, se han estudiado inclusiones en epidota, cuarzo, wairakita, calcita, anhidrita y prehnita, pero en particular en este trabajo se estudiaron básicamente en los cuatro primeros. Los cristales de estos minerales son montados en pequeñas placas de vidrio (3cm X 3cm X 5mm), siendo desbastados con abrasivos de carburo de silicio y pulidos con alúmina por ambos lados, obteniéndose así secciones espesas pulidas cuyo espesor promedio es de 100 micras (el equivalente a tres veces el espesor de una lámina delgada).

El criterio adoptado para el estudio de las inclusiones fluidas es el siguiente: se preparan muestras a cada 100m de profundidad en cada uno de los pozos a estudiar; deben de extraerse el mayor número de cristales y la mayor diversidad de especies minerales posibles. Una vez preparadas las muestras todas ellas son revisadas en un microscopio petrográfico escogiéndose en cada profundidad el mejor cristal (el que contenga las inclusiones más representativas del fenómeno así como el mayor número de ellas) de cada especie mineral que se encuentre a dicha profundidad. Estas secciones espesas son separadas e inmediatamente se procede a su análisis.

### 5.2.2 Análisis de inclusiones fluidas

La técnica de estudio de inclusiones fluidas así como la interpretación de los resultados ha sido ampliamente descrita por *Roedder E., (1962,1963,1972,1976,1979, 1981,1984); Freckman J.,(1978); Sigurdson D.R.(1974); Hollister L.S. y Crawford M.L.,(1981); González P.E., (1983) y Shepherd T.J. et al (1985).*

Los primeros usos de esta técnica fueron hechos por *Lemlein (1956, en Freckman J.,1978); Ermakov (1962,1963, en Freckman J.,1978) y Roedder E.,(1962,1969),*

sin embargo. *Sorby (1858, en Freckman J., 1978)*, fue el que intuyó la aplicación de las inclusiones fluidas como geotermómetros, pero su uso fue esporádico hasta la década de los 50's debido a que se carecía de información acerca de las relaciones de P,V,T en varios sistemas como  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ ,  $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ , etc. (*Roedder E., 1984*). Por otra parte, los primeros estudios de inclusiones fluidas en campos geotérmicos activos fueron hechos en el campo de Salton Sea California en 1966 por *Roedder (Skinner et al, 1967)* y posteriormente se hicieron estudios microtermométricos en campos geotérmicos de Nueva Zelanda, Islandia, Italia, Estados Unidos, Japón, Rusia, Filipinas, Chile, Kenia (*Browne P. 1984*) y México.

### 5.2.9 Breve descripción del método

La primera fase del estudio consiste en congelar las inclusiones para provocar la solidificación en la fase líquida lográndose así la caracterización del fluido a través del cálculo del porcentaje de sales que vienen disueltas en la fase líquida, en otras palabras, es posible saber la concentración de sales del fluido hidrotermal.

La segunda fase del método consiste en calentar las inclusiones hasta lograr una homogenización entre las fases presentes (sólido, líquido o vapor) la información así obtenida, servirá para calcular la densidad del fluido hidrotermal (una vez conociendo los resultados a baja temperatura) y para saber la temperatura a la cual se formó el mineral anfitrión.

El equipo utilizado consiste básicamente de una platina térmica Chaix-Meca instalada en un microscopio petrográfico de luz transmitida, justamente en el lugar que ocupa la platina giratoria en los microscopios petrográficos convencionales. Esta platina de calentamiento-enfriamiento está conectada a una consola operativa Newport que controla el funcionamiento de la platina, y por consecuencia controla la temperatura deseada permitiendo además observar a través de su pantalla, la temperatura de la platina en todo momento. Se construyó una curva de calibración del equipo usando estándares de punto de fusión conocidos con el fin de tener una base de referencia para el manejo de los resultados.

El resto del equipo lo compone un tanque CRYO que almacena el nitrógeno líquido usado para congelar la muestra. este depósito inyecta el nitrógeno a presión hacia la platina a través de un dispositivo automático que también es controlado por la consola Newport. Finalmente, como equipo accesorio, el microscopio petrográfico cuenta con un sistema de circuito cerrado que permite al usuario hacer el estudio a través de una pantalla de televisión pudiendo prescindir, si así lo desea, de los oculares.

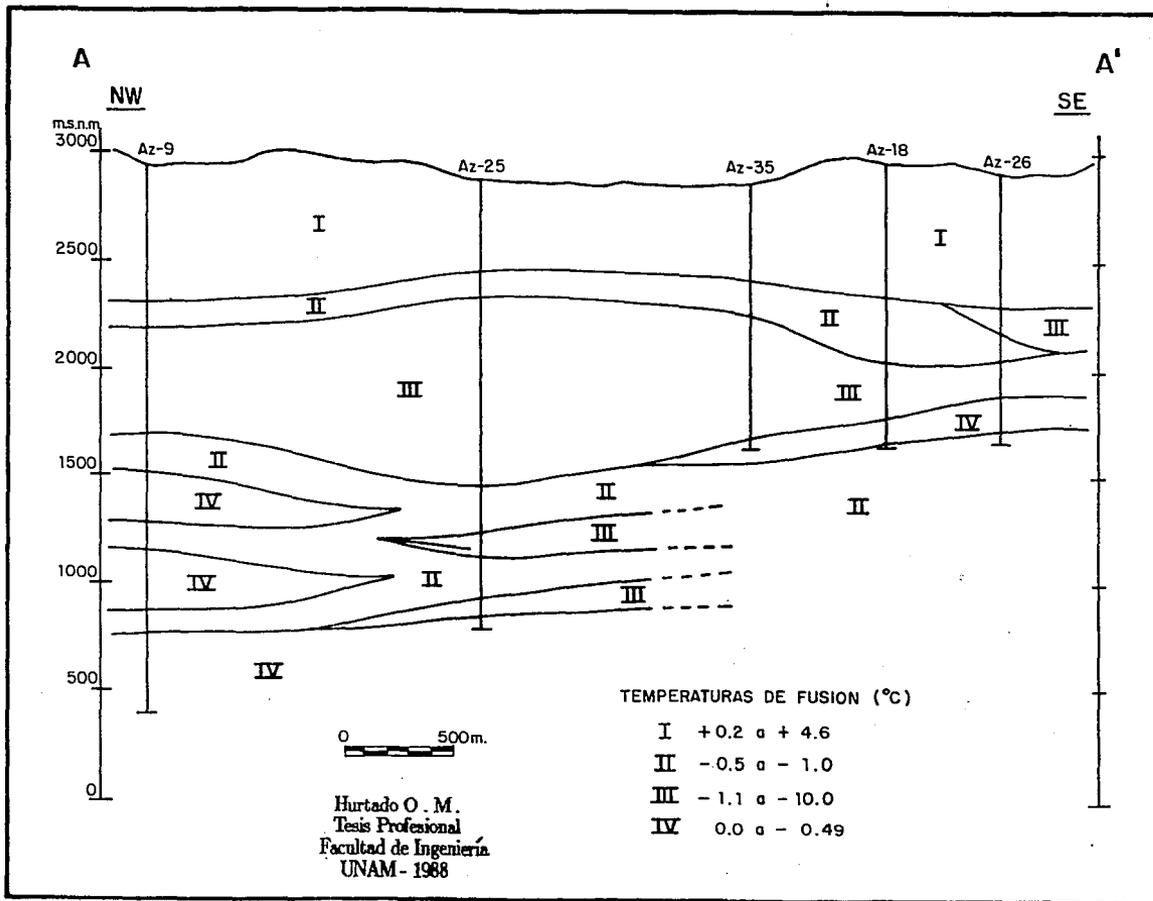


Fig. 35.- Distribución de isoconcentraciones en la sección A-A'

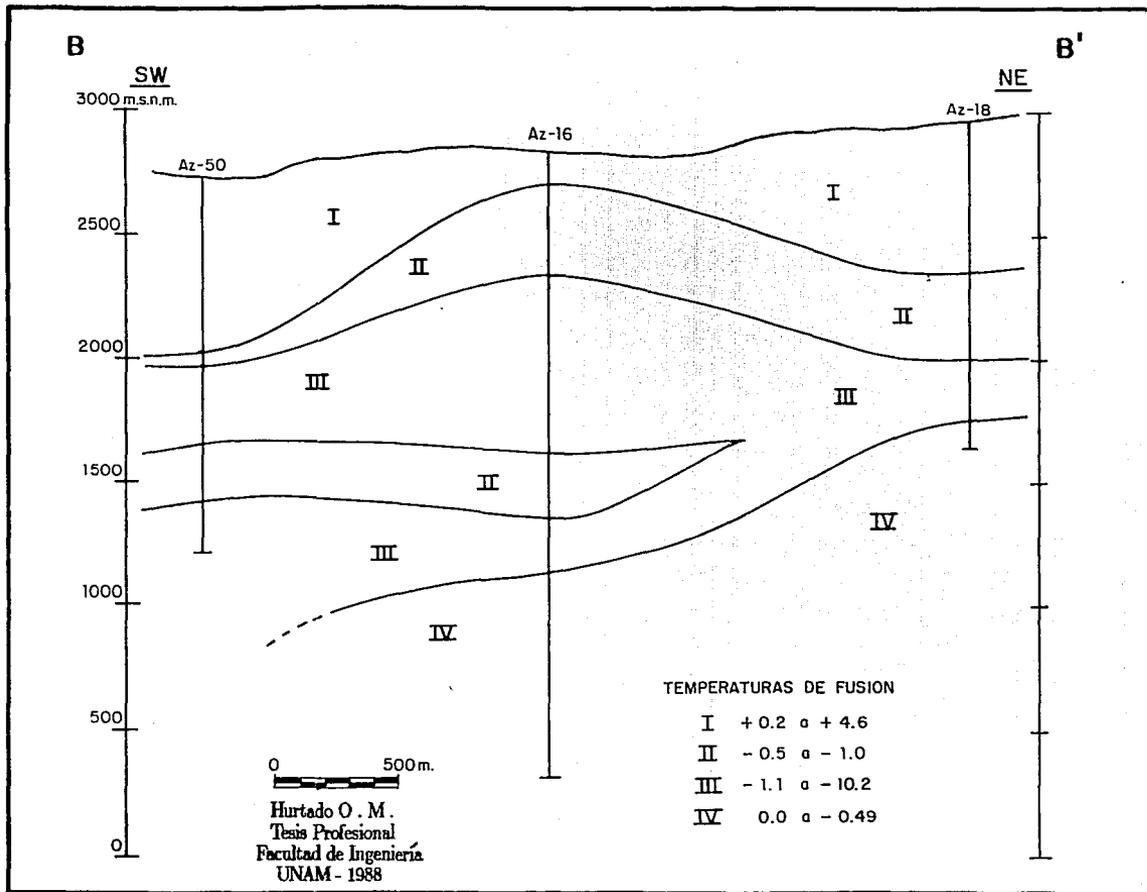


Fig.36.- Distribución de isoconcentraciones en la sección B-B'

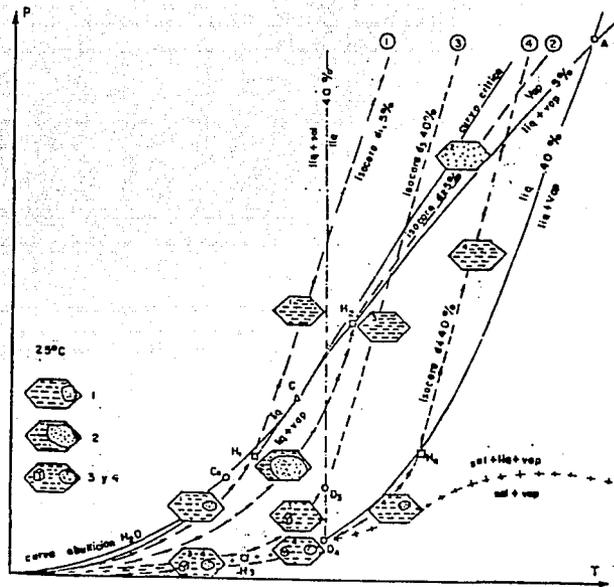


Fig. 37.- Comportamiento de diversos fluidos en el sistema H<sub>2</sub>O-Na Cl. Tomado de Weisbrod et al, 1976.

- Co= Punto crítico del agua pura
- C = Punto crítico de una solución a 5% NaCl
- H = Punto de homogeneización (líquido+vapor)
- D = Punto de saturación en NaCl del fluido
- A = Punto representativo de la temperatura y de la presión a los cuales un líquido a 40% NaCl está en equilibrio con un vapor a 5% NaCl.

Curva en línea continua= Límites del dominio bifásico (líquido + vapor) para los fluidos a 5% NaCl y 40% NaCl  
 Curva en línea discontinua y puntos= Límite del dominio bifásico (sal+líquido) para los fluidos a 40% NaCl.  
 Cruces= Oración de vapor de una solución saturada en NaCl (curva univariante de la asociación líquido + vapor + sal)

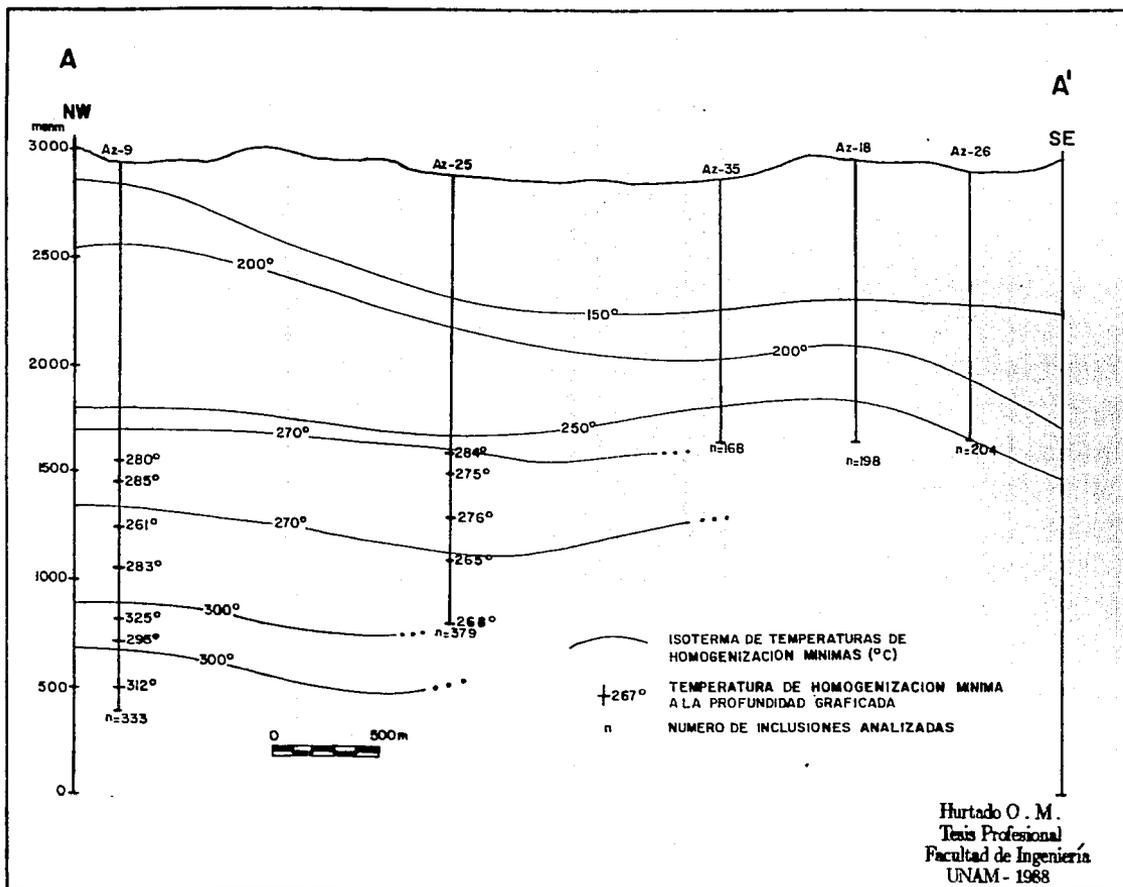


Fig. 38.- Distribución de isotermas de temperaturas mínimas de homogenización de la sección A-A'

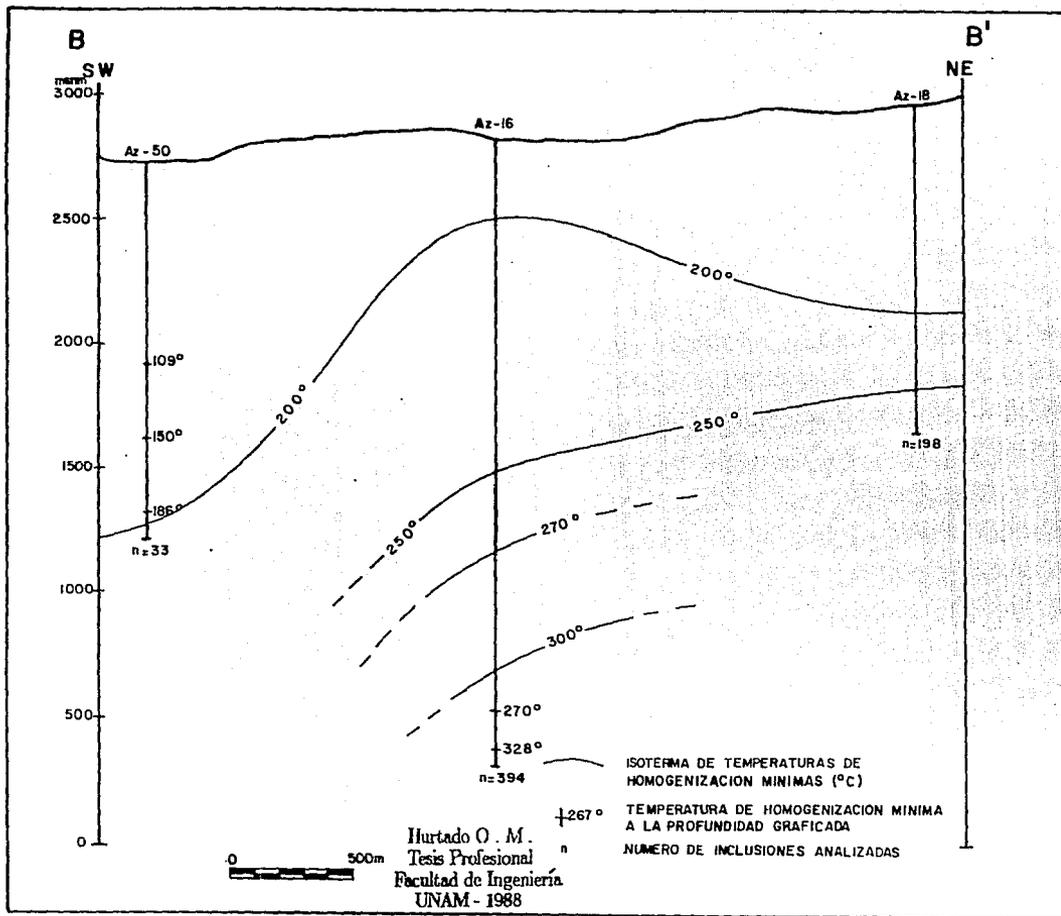


Fig. 39.- Distribución de isotermas de temperaturas mínimas de homogenización de la sección B-B'

COMPOSICION DE VAPOR SEPARADO DE POZOS DE LOS AZUFRES								Datos de la fase líquida del yacimientos				
(fracción molar X 1000)												
POZO	f <sub>v</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	NH <sub>3</sub>	*	Cl <sup>-</sup> ppm	** SO <sub>4</sub>	*** pH	**** pH
Az-5	0.711	976.6	14.87	3.113	0.783	2.899	1.244	5.00	650	0.202	6.24	7.06
Az-6	1.000	981.9	6.17	1.105	0.724	7.156	2.818	4.91	—	—	—	—
Az-9	0.423	936.2	49.41	4.919	0.457	4.515	4.483	2.44	1590	—	—	—
Az-13	0.582	967.5	24.61	5.103	0.681	1.931	1.844	2.80	950	0.298	7.12	7.6
Az-16AD	0.752	885.5	7.64	6.500	0.300	—	2.929	2.89	590	0.267	6.67	7.5
Az-17	1.000	980.5	10.27	2.200	0.304	4.630	3.052	2.39	—	0.176	5.14	7.4
Az-18	0.671	988.0	5.54	0.887	0.386	3.260	1.844	8.62	1000	—	—	—
Az-19	0.373	933.0	50.27	7.433	2.022	2.736	2.711	1.55	1250	0.335	7.20	7.3
Az-22	0.467	969.6	93.46	5.171	0.464	2.662	3.362	2.25	1890	—	—	—
Az-26	0.336	981.9	8.63	1.375	0.988	3.240	3.839	5.68	1800	0.879	5.47	7.1
Az-28	0.355	932.6	41.29	15.046	0.939	2.938	7.165	1.25	1600	0.247	6.61	6.9
Az-32	0.851	966.5	26.71	4.235	0.327	1.305	0.912	3.38	—	—	—	—
Az-33	0.842	986.6	7.64	1.956	0.610	2.424	0.815	2.71	—	—	—	—
Az-34	0.826	988.6	5.56	2.443	0.882	2.166	0.361	2.92	—	—	—	—
Az-35	0.825	975.2	12.52	6.707	0.579	4.110	0.886	1.57	—	—	—	—
Az-36	0.660	983.7	9.35	3.259	0.265	2.165	1.165	1.88	—	—	—	—
Az-37	1.000	948.5	15.49	23.525	1.090	7.656	3.766	0.29	—	—	—	—
Az-38	0.846	983.1	7.9	2.307	0.373	3.274	0.474	2.69	—	—	—	—
Az-46	0.313	972.9	17.85	3.304	0.591	3.358	2.004	1.54	—	—	—	—

\* Fracción molar de CO<sub>2</sub> X 1000

\*\* milimoles/litro

\*\*\* pH calculado para el fondo del pozo

\*\*\*\* pH medido a boca de pozo

Tabla I.- Datos de composición química del fluido geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Tomados de Nieva et al, 1987.

### 5.3 Descripción de resultados

Los estudios geotermométricos (*P. Browne, op. cit*) se llevaron a cabo únicamente en inclusiones primarias descartándose por completo las secundarias o pseudosecundarias no obstante que en otros campos geotérmicos (*Taguchi S. y Hayashi M., 1982*) se han usado para estimar temperaturas en el subsuelo. Todas las inclusiones consisten únicamente de dos fases a temperatura ambiente: una fase líquida y una burbuja de vapor, no observándose fases condensadas de gases ni minerales sólidos dentro de ellas. Los análisis crinométricos (mediciones a baja temperatura) han puesto en evidencia concentraciones muy bajas para el fluido hidrotermal (*Cathelineau M. e Izquierdo G., 1986; Combredet N. y Guilhaumou N., 1987; González S.F., 1987. Torres A.I., 1988; González P.E., 1988*). En el presente trabajo se estudiaron un total de 982 inclusiones en los pozos Az-25, Az-18, Az-26, Az-35, Az-50. Las inclusiones fluidas estudiadas en cuarzo, calcita, wairakita y epidota muestran concentraciones igualmente bajas (*anexo I*) y su distribución espacial se muestra en las figuras 35 y 36. Generalmente, la composición de la inclusión (y por ende de la salmuera) es reportada como una salinidad en términos de un porcentaje equivalente en peso de NaCl que es obtenido a partir de los datos de temperatura de fusión del hielo en la inclusión (*Combredet N. y Guilhaumou N., 1987*). En la figura 37 se muestran diversos casos de evolución de fluidos de distintas características en el sistema  $H_2O - NaCl$  de los cuales el tipo 2 es el que mejor representa la evolución de la salmuera del campo de Los Azufres cuyas características son su baja salinidad (menor del 5% de peso eq. en NaCl) y densidades relativamente bajas.

En vista de que una inclusión fluida es un sistema cerrado, la masa y el volumen son constantes por lo que la densidad calculada a partir de los resultados crinométricos junto con la temperatura de homogenización también serán constantes y, en consecuencia, al calentar las inclusiones en la platina térmica, la inclusión evoluciona a lo largo de una línea de igual densidad llamada isócora (*Hollister L.S., 1981*) en la que en algún punto de ella (exactamente el representado por la temperatura de homogenización de la inclusión estudiada) estarán representadas el rango de condiciones de presión y temperatura sobre las cuales el fluido de esa densidad fue atrapado. Por la relación que guarden estos puntos con la curva de vapor-líquido o curva de ebullición es posible saber si existe o no ebullición, así, si las temperaturas de homogenización son más altas que la curva de ebullición del agua, implicará que la ebullición existió, pero si son inferiores, significa que no ocurrió (*Combredet N. y Guilhaumou N., 1987*). En las figuras 35 y 36 se muestran las distintas concentraciones medidas en inclusiones fluidas a lo largo de las secciones propuestas AA' y BB'; en ellas puede verse un claro zoneamiento en las temperaturas de fusión del fluido hidrotermal. Existe una zona profunda (IV) en la que las temperaturas de fusión oscilan entre los  $0.0^{\circ}C$  y los  $-0.40^{\circ}C$  que corresponden a 0.0 y 0.70% respectivamente, en peso equivalente a NaCl.

Sobre la zona anterior existe otra de transición en la cual las temperaturas de fusión oscilan entre los  $0.0^{\circ}\text{C}$  y  $-1.7^{\circ}\text{C}$  (mezcla de zonas IV, III y II) correspondiendo a 0.0% y 2.89% en peso eq. a NaCl. Sobre ésta y a partir de los 1600 m.s.n.m. en la porción E del Módulo Tejamaniles y de los 1100 m.s.n.m. en la porción SW del mismo módulo, existe una amplia zona (III) en la cual las temperaturas de fusión oscilan entre los  $-1.1^{\circ}\text{C}$  y  $-10.2^{\circ}\text{C}$  que corresponde a un peso equivalente de NaCl de 1.90% y 14.20% respectivamente. Encima de la zona III, existe una delgada franja (II) en donde las temperaturas de fusión aumentan a un rango de  $-0.5^{\circ}\text{C}$  a  $-1.0^{\circ}\text{C}$  correspondiendo en peso equivalente de NaCl a 0.37% y 1.73% respectivamente. La zona más superficial (I) muestra temperaturas positivas que no pueden ser interpretadas en función de NaCl y que indican por consiguiente un cambio importante en la química de la salmuera. La variación en las concentraciones puede explicarse bajo la concepción de que el fluido hidrotermal circula a través de las fallas y fracturas, prueba de ello es la gran cantidad de manifestaciones termales que están asociadas a las trazas superficiales de las fallas (figura 9), de este modo, el fluido hidrotermal en su paso ascendente hacia la superficie sufre pérdida de presión y temperatura lo que ocasiona que el fluido entre en ebullición.

La ebullición es una característica muy común en los sistemas geotérmicos (Brown P., 1984) y en los sistemas epitermales durante una o más etapas de deposición mineral (Bodnar R.J., et al, 1985). Esta coincidencia se debe a que en ambos sistemas los fluidos hidrotermales circulan a relativamente alta temperatura y baja presión. El fenómeno de ebullición está caracterizado por una importante tasa de vaporización en donde se desprenden vapor de agua y otros gases como hidrógeno ( $\text{H}_2$ ), dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ), nitrógeno ( $\text{N}_2$ ), ácido sulfhídrico ( $\text{H}_2\text{S}$ ), amoníaco ( $\text{NH}_3$ ), etano ( $\text{C}_2\text{H}_6$ ), argón ( $\text{Ar}$ ), monóxido de carbono ( $\text{CO}$ ), oxígeno ( $\text{O}_2$ ), Helio ( $\text{He}$ ), etc., lo que ocasiona un enriquecimiento en la concentración de la salmuera (zona III). Esto es particularmente importante en la zona sur ya que al entrar a la zona de ebullición el fluido, la fracción de vapor desprendida representa un 79% (tabla 1) del total de mezcla líquido-fracción de vapor, correspondiendo el 29% restante al fluido hidrotermal. Quijano L., (1983) reporta para la zona sur del campo Los Azufres una fracción de vapor formada por una mezcla de gas-vapor de agua en la que el  $\text{H}_2\text{O}$  vapor representa un 93% de la mezcla (Rivera-Amador L., comunicación personal). Los gases detectados son en orden de abundancia  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{C}_2$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{He}$  que en conjunto constituyen tan solo el 7%, siendo por mucho el  $\text{CO}_2$  el gas dominante (aproximadamente de un 92% a un 97% del porcentaje total de gases) (tabla 1).

Los componentes volátiles de los campos geotérmicos y de muchos sistemas epitermales son prácticamente los mismos, detectándose en el primer caso por análisis directo de gases y a través de inclusiones fluidas, mientras que en el segundo caso solamente a través de inclusiones fluidas. Se ha demostrado el importante papel que

juegan estos gases en el control químico de la solución y, aún más importante, en la forma tan significativa que afectan la presión por lo que indirectamente controlan la profundidad a la cual la ebullición comienza (Bodnar R.J., et al, 1985). Si se considera que el principal gas es el  $CO_2$  en ambos tipos de sistemas, debe de ponerse especial atención en este gas aún cuando en ambos sistemas las concentraciones molales del  $CO_2$  son bajas (de 0.0001 a 0.5 es el rango comúnmente reportado para muchos campos geotérmicos y hasta 1.0 en sistemas epitermales). La observación óptica de inclusiones trifásicas a temperatura ambiente (una fase de  $H_2O$  líquida con sales disueltas, una fase líquida de  $CO_2$  y una fase gaseosa de  $CO_2$ ) o la formación de clataratos a partir de una inclusión bifásica al momento de enfriar la inclusión evidencia concentraciones importantes de  $CO_2$  en el yacimiento hidrotermal. En el presente trabajo no se observaron tales fenómenos, debido a las bajas concentraciones de  $CO_2$  en el líquido inicial (tabla 1) por lo que se puede descartar la posibilidad de atrapamientos importantes de ese gas en las inclusiones fluidas.

En el campo de Los Azufres y en la mayoría de los sistemas geotérmicos activos se tiene la ventaja de calcular la presión y la profundidad de formación a partir de los datos de inclusiones fluidas pudiendo ser cotejados con las mediciones directas realizadas en el campo demostrándose la calidad de las estimaciones hechas durante la interpretación de los datos, no así para los sistemas hidrotermales fósiles en donde es necesario hacer ciertas correcciones de presión para saber, por ejemplo, la profundidad a la cual ocurrió la ebullición. Esto es particularmente importante en el estudio de los yacimientos minerales en vista de que la ebullición es un mecanismo efectivo para la precipitación de minerales tanto metálicos como no metálicos. Los mecanismos para la precipitación de minerales a partir de la ebullición serán analizados con mayor detalle en el capítulo siguiente.

El fenómeno de ebullición puede inferirse ópticamente al encontrar atrapamientos heterogéneos de fluido en las inclusiones, es decir, las relaciones volumétricas gas/líquido son muy variables pudiendo coexistir además en una misma zona de crecimiento del cristal (contemporaneidad en un mismo plano cristalográfico) inclusiones bifásicas con inclusiones unifásicas de puro vapor o de puro líquido (Bodnar R.J., et al, 1985).

Por otra parte, con los resultados de temperaturas de homogenización se puede, en primer lugar, calcular la densidad<sup>1</sup> del fluido, y en segundo lugar, para determinar las isothermas en el subsuelo (figuras 38 y 39). Esto es posible gracias a que las temperaturas de homogenización que usualmente indican la temperatura

---

<sup>1</sup> La densidad depende del contenido de gases y de la concentración de sales disueltas, de modo que en una inclusión fluida, la fase gaseosa tendrá su propia densidad y la fase líquida tendrá también su propia densidad, es por ello que se necesitan los valores de temperatura de homogenización y los de temperatura de fusión de cada inclusión para poder calcular la densidad del fluido (Hollister L.S., 1981).

de formación del mineral contenedor de las inclusiones o la mínima temperatura de atrapamiento sirven también para estimar las isotermas en sistemas hidrotermales muy jóvenes, como es el caso de Los Azufres. dado el corto tiempo geológico que tiene evolucionando el campo: aunque como es de esperarse, siempre existirá un ligero desfaseamiento entre la temperatura de homogenización y la medición directa debido a que la temperatura de homogenización se mide en un cristal ya formado. implicando con ello algunas decenas o cientos de años, mientras que las mediciones directas se llevan a cabo actualmente.

En los campos geotérmicos actuales y sistemas epitermales, existen condiciones de baja presión, así que las temperaturas de homogenización requieren de poca o ninguna corrección de presión para obtener la temperatura de atrapamiento de la inclusión (Bodnar *et al.* 1985). Algunos autores (Cathelineau M., *et al.* 1986) consideran que esto es válido únicamente cuando el fluido es atrapado bajo condiciones de ebullición: no obstante, es factible considerar que las temperaturas de homogenización proveen una muy buena aproximación de la temperatura de mineralización.

Existen, por otra parte, diversos criterios en el manejo de los resultados microtermométricos, debido a que hasta ahora no se ha utilizado una herramienta que conjugue adecuadamente el criterio geológico con un criterio estadístico; por ejemplo, las observaciones hechas en este trabajo permiten concluir que al crecer los minerales en la zona de ebullición tienden a atrapar cantidades desiguales de vapor y líquido dado el carácter heterogéneo del sistema y la lenta velocidad de crecimiento de los cristales. Así se puede observar que las inclusiones con mayor cantidad de vapor tienen temperaturas de homogenización más altas que las que tienen menor cantidad de vapor, es por ello la gran dispersión mostrada en el eje Y (Th) de los planos tridimensionales de la figura 40, justo en dicha zona de ebullición. De este modo es obvio que la tasa de vaporización influye en las mediciones térmicas de las inclusiones fluidas, de manera que la mínima temperatura de homogenización en esos planos será la que más se aproxime a la temperatura real del sistema para la profundidad considerada.

Nièva *et al.* (1987) sugieren que deben considerarse los valores promedio de temperaturas de homogenización de inclusiones de una misma profundidad los cuales coinciden con las temperaturas calculadas usando geotermómetros químicos, sin embargo, las muestras analizadas por geotermómetros químicos (K-Na-Ca; K-Na-Ca-Mg; SiO<sub>2</sub>; Na/K; Na/Li) pueden provenir de fuentes heterogéneas o de una amplia sección del yacimiento toda vez que la tubería ranurada en varios de los pozos es muy variable llegando en algunos casos a tener hasta 1000m de longitud, de modo que la temperatura calculada más que ser una estimación local, es una estimación promedio del yacimiento, aunque dicha temperatura estimada siempre se considera como la temperatura existente en el fondo del pozo, lo cual podría ser erróneo.

Las inclusiones fluidas por el contrario proveen información local de zonas bien definidas del pozo dentro del yacimiento por lo que su uso para conocer las temperaturas del subsuelo parece ser más práctico, siempre y cuando estén sustentadas con un adecuado criterio geológico.

*Cathelineau M. e Izquierdo G., (1986)* utilizando criterios estadísticos, elaboraron histogramas de distribución para los pozos Az-3 y Az-23, empleando los datos de temperaturas de homogenización. Los resultados obtenidos en minerales provenientes de las zonas profundas del yacimiento (zona monofásica), mostraron histogramas con poca dispersión, los cuales tienen una sola clase modal, cuyo valor promedio no difiere mucho del valor mínimo para la profundidad considerada. Esto sugiere que para estos histogramas puede ser utilizado tanto el valor mínimo como el valor promedio con buen grado de exactitud. En este caso se habla de un atrapamiento homogéneo a partir del fluido inicial. Por otra parte, los minerales provenientes de la zona bifásica (zona de ebullición), arrojaron un conjunto de valores de dispersión muy grande, comportándose los histogramas bimodal y trimodalmente, de modo que considerar un valor promedio teniendo diversas clases modales es incierto, además de que no representaría una temperatura cercana a la que realmente tiene el yacimiento.

*Toguchi S. y Hayashi M., (1982)* sugieren que en las profundidades donde las dispersiones de los histogramas son grandes, debe considerarse el mínimo valor de homogenización. Este criterio, no obstante, ha sido aplicado a campos geotérmicos que se encuentran en proceso de enfriamiento: así, el amplio rango de temperaturas de homogenización representa distintas generaciones de inclusiones fluidas formadas en distintas etapas de enfriamiento del sistema. Este enfriamiento según el autor, puede detectarse al ubicar todas las temperaturas de homogenización por debajo de la curva de ebullición del agua,<sup>2</sup> además de que las temperaturas obtenidas por geotermómetros químicos son más bajas que las detectadas por inclusiones fluidas. En el caso de Los Azufres, muchos de los histogramas de temperaturas de homogenización están más arriba de la curva teórica de ebullición del agua (*Combredet N. y Guilhaumou N., 1987*) y en algunos pozos (como el Az-9) la temperatura de homogenización mínima en el fondo de los mismos es muy cercana a la medida por geotermómetros químicos. Estas evidencias aunadas al hecho de no haberse observado la coexistencia de paragénesis de alta temperatura con paragénesis de baja temperatura sugieren que el uso de las mínimas temperaturas de homogenización bajo el contexto de un sistema en proceso de enfriamiento no puede ser aplicado al campo de Los Azufres, sin embargo, si puede usarse el criterio de la mínima temperatura de homogenización en el contexto de una alta tasa de vaporización que

<sup>2</sup> Algunos autores sostienen que es de suma importancia conocer el nivel piezométrico para poder establecer la curva de ebullición del agua (*Combredet N. y Guilhaumou N., 1987*); a este respecto se sabe que el nivel piezométrico regional en el área de Los Azufres, se ubica aproximadamente a los 2000 m.s.n.m. (*Cedillo F., 1981 en Quijano L.J.L., 1983*).

enmascara los registros térmicos de las inclusiones fluidas como se explicó anteriormente.

En conclusión es razonable pensar que el uso de las temperaturas mínimas de homogenización como indicadores de temperaturas a cualquier profundidad del sistema geotérmico puede ser el criterio geológico más real que se pueda usar con la información existente hasta ahora, pero hay que hacer notar que existen una serie de observaciones que a continuación se describirán y que de estudiarse más a fondo arrojarán a luz nuevas perspectivas para el mejor entendimiento de los datos microtermométricos.

En primer lugar, las ideas que han surgido para interpretar los datos de inclusiones fluidas no tienen una base común a partir del cual se deriven sus concepciones; en este trabajo se considera que la idea base en este caso sería la siguiente: un sistema hidrotermal es un sistema dinámico el cual evoluciona en el tiempo y en el espacio. La precipitación de minerales a partir de la solución caliente ocurre a lo largo de toda la vida geológica del sistema, entonces es posible pensar que se han depositado minerales en las primeras etapas evolutivas del yacimiento, que se están depositando minerales actualmente y que se depositarán minerales durante el tiempo que siga en actividad el sistema hidrotermal. Así mismo, la depositación de minerales dependerá de la permeabilidad de las rocas, de tal manera que hay zonas en donde ya no existe circulación de fluidos por tener sellada la permeabilidad a causa de la alta precipitación de minerales, como ocurre en la porción NE del Módulo Maritimo (Viggiano 1987), y hay zonas en donde aún existen buenas permeabilidades (como es el caso del Módulo Tejamaniles) en donde coexisten minerales depositados en las primeras etapas del sistema, además de minerales que se están depositando actualmente. Siguiendo esta misma idea y considerando además que el sistema geotermal está genéticamente asociado a los eventos ácidos de La Sierra de Los Azufres los cuales tienen una edad máxima de 1 m.a. (ver Capítulo II), existen solo dos posibilidades que enmarcan el comportamiento geológico del campo geotérmico de Los Azufres:

1. El campo geotérmico de Los Azufres no ha tenido una evolución muy significativa en vista del corto tiempo geológico que lleva de actividad.

Esta concepción, como se apuntó previamente, es la que se siguió en el presente trabajo y las disyuntivas que aquí se manifiestan consisten en el manejo adecuado de los datos de temperaturas de homogenización. Anteriormente se expuso de manera breve, las ventajas y desventajas de utilizar los valores mínimos o los valores promedios de temperaturas de homogenización, además, y como es de esperarse, estos valores obtenidos por inclusiones fluidas son distintos a los valores obtenidos por medición directa (equipo Kuster, CFE), y ellos a su vez difieren de los obtenidos por geotermómetros químicos debido

a las razones ya explicadas. no obstante, son éstas últimas las que hasta ahora se han considerado como las más reales por el hecho de surgir de la medición directa del fluido actual (*Nieva D., comunicación personal*), sin embargo estas mediciones representan una estimación promedio del yacimiento, a diferencia de las inclusiones fluidas que arrojan valores puntuales según la profundidad que provengan. Ante esta circunstancia, las inclusiones fluidas deben surgir como la mejor herramienta en la determinación de temperaturas en el subsuelo. de este modo, es necesario aplicar métodos geoestadísticos cuyas características permiten el manejo simultáneo de datos provenientes de fuentes homogéneas (como la zona de líquido dominante) y heterogéneas (como la zona de ebullición) en un mismo fenómeno geológico.

2. El segundo contexto sustenta una evolución espacio-temporal del yacimiento geotérmico a lo largo de 1 m.a. de actividad hidrotermal.

Esta perspectiva nace de las observaciones hechas en el pozo *Az-18* en donde los resultados microtermométricos muestran que las temperaturas de homogenización aumentan gradualmente conforme aumenta la profundidad en dicho pozo. Este patrón lógico es claramente evidente hasta los 1160 m de profundidad en donde la mínima temperatura de homogenización es de 270°C (272°C temperatura promedio (medición hecha en cuarzo): sin embargo, a 1320 m (profundidad máxima del pozo) la temperatura mínima de homogenización es de 230°C (la temperatura promedio de homogenización es de 231°C (medición hecha en epidota).

A primera instancia esto indica una inversión térmica del pozo, sin embargo en base a paragénesis (*anexo 1*) no se identifica una inversión a dicha profundidad dado que el rango de temperatura de los minerales presentes es mayor que la diferencia entre ambas mediciones. es por ello que paragenéticamente una inversión térmica de la magnitud señalada no es detectada; por otra parte, las mediciones directas mediante equipo Kuster y las obtenidas por geotermómetros químicos tampoco indican una inversión de temperatura, además, la entalpía calculada en el fondo del pozo sugiere temperaturas mucho más altas de los 230°C (*Nieva D., comunicación personal*). La sola presencia de inclusiones con valores de 230°C, indica que en alguna paleo-etapa del sistema (menor a 1 m.a.), existían dichas temperaturas a la profundidad considerada. Ante la imposibilidad de establecer petrográficamente la exacta relación temporal de una asociación mineralógica, es necesario recurrir a otras técnicas auxiliares como es el caso de la geocronometría.

Si se logra comprobar que el cuarzo de los 1160m y la epidota de los 1320m son de edad igual o muy similar, puede hablarse efectivamente de una inversión térmica, pero si no son de edades contemporáneas puede ser que el cuarzo sea más joven porque asemeja más la temperatura actual del pozo y la epidota

reflejaría una etapa primaria del yacimiento, de modo que se podría cuantificar el grado de evolución térmica del campo y, siguiendo la misma idea, se demostraría que el campo en lugar de enfriarse se está calentando. Del mismo modo, al analizar los valores de temperaturas de homogenización por mineral, se pudo apreciar que en el cuarzo, la calcita y, en la zona norte la anhidrita, muestran amplios rangos de valores entre el mínimo y el máximo valor de homogenización, mientras que en la epidota el intervalo entre estos es muy reducido. Lo anterior pudo verificarse en cuarzos y epidotas que coexisten a una misma profundidad en los pozos *Az-16* y *Az-25*, por lo que existen diferencias notables en la cinética de crecimiento de los cristales.

Este es otro problema que debe ser tratado con prioridad ya que los resultados sugieren que la epidota tiene una velocidad de crecimiento mayor, por lo que atrapa inclusiones de un mismo estado evolutivo del sistema, mientras que el cuarzo, calcita y anhidrita tienen una velocidad de crecimiento más lenta y es por ello que atrapan inclusiones de distintos episodios evolutivos del yacimiento hidrotermal. Consecuentemente los histogramas de temperaturas de homogenización en estos minerales son muchas veces bimodales y algunas veces trimodales, principalmente en la zona de ebullición. De comprobarse esta hipótesis, y apoyándose con las dataciones mineralógicas, los criterios hasta ahora utilizados (tomar la temperatura mínima o promedio en los datos de temperaturas de homogenización provenientes de cuarzo, calcita y anhidrita) tendrán que ser modificados debido a que ellos tratan de establecer isothermas de temperaturas actuales y en realidad estarán reflejando temperaturas de antiguas etapas evolutivas del sistema geotérmico.

#### 5.4 Interpretación de Resultados

Comparando las *figuras 35 y 36* con las *figuras 38 y 39* se puede concluir que la ebullición comienza en gran parte del Módulo Tejamaniles inmediatamente arriba de la isoterma de los  $270^{\circ}\text{C}$ , sin embargo, en la porción SE (pozos *Az-26*, *Az-18* y *Az-35*) del Módulo, es a partir de los  $250^{\circ}\text{C}$ . En cuanto a elevación, la zona de ebullición comienza a los 1100 m.s.n.m. en la porción SW del Módulo (pozos *Az-50* y *Az-16*), a los 1400 m.s.n.m. en la porción N del Módulo (pozos *Az-23* y *Az-25*) y en la parte central del campo (pozo *Az-9*); y a los 1700 m.s.n.m. en la porción SE del Módulo (pozos *Az-26*, *Az-18* y *Az-35*), indicando ésto que la zona de ebullición comienza a mayor profundidad en la parte occidental del Módulo Tejamaniles y a menor profundidad en la porción oriental de dicho Módulo.

Las *figuras 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47 y 48* muestran el comportamiento petrológico de cada pozo. En cada una de ellas se gráfica la columna litológica, el grado y tipo de alteración hidrotermal en el sistema, así como una gráfica tridimensional en donde se muestra la variación de las temperaturas de fusión y de

homogenización con respecto a la profundidad. Estas gráficas son muy importantes dado que permiten visualizar el fenómeno de la ebullición y relacionarlo en un mismo plano con la mineralogía de alteración hidrotermal. El ejemplo más claro de la aplicación de estos diagramas en los 15 pozos hasta ahora estudiados del campo Los Azufres, corresponde al pozo Az-44 (figura 9) localizado en el Módulo Marítaro (previamente estudiado por *González S.F., 1987*) y cuyo diagrama tridimensional se muestra en la figura 40.

El pozo Az-44 tiene la ventaja de ser uno de los más profundos del campo (3544 m), en él se puede apreciar la evolución vertical del sistema hidrotermal, y por consecuencia ayuda a comprender la situación espacial que guardan los pozos someros dentro del yacimiento. El diagrama muestra una zona profunda ubicada entre los 2100 y 3544 m de profundidad caracterizada por tener bajas dispersiones tanto en las temperaturas de fusión como en las temperaturas de homogenización, evidenciando por un lado, una salmuera diluida con bajas concentraciones de aniones y cationes (Cl y Na), y por el otro, una zona de líquido dominante en donde existe una homogeneidad térmica en el yacimiento.

Al ascender a niveles más someros, la salmuera pierde presión y temperatura propiciado en gran parte por el sistema de fallas y fracturas del campo (*Nieva et al., 1988*) y en menor escala por la desestabilización artificial al perforar los pozos, lo que origina una tasa de vaporización que va en aumento a partir del líquido precoz. Este fenómeno es evidente debido a la gran dispersión mostrada por los histrogramas tanto en el eje de las temperaturas de fusión como en el eje de las temperaturas de homogenización y es a lo que se ha llamado ebullición, la cual, define un importante cambio físico-químico en el sistema pasando de un comportamiento térmico homogéneo y poco concentrado (zona de líquido dominante), a un comportamiento térmico heterogéneo y diez veces más salino (zona de líquido + vapor). Esta zona de ebullición comienza a partir de los 2100 m de profundidad y persiste claramente hasta los 800 m, en donde la dispersión de las temperaturas de fusión disminuye notoriamente.

La zona definida entre los 800m y los 200m ya no es una zona típica de ebullición, sin embargo, la concentración de la salmuera es notoriamente mayor a la concentración que presenta el fluido en los niveles más profundos. Por otro lado, la dispersión en los valores de temperatura de homogenización ya no disminuye debido a que la ebullición marca un cambio de estado en la salmuera, es decir, se pasa de una zona unifásica (líquido dominante), a una zona bifásica (zona de líquido + vapor), la cual se conserva hasta el límite superior del yacimiento. Finalmente, en las zonas más superficiales (de los 200 m hasta la superficie del terreno), los valores de temperatura de fusión son positivos lo que implica un cambio químico en la salmuera compuesta ahora por iones de Ca y Mg aunque es probable que contenga también un alto contenido de volátiles (*González P.E., 1988*). Este modelo pudiera ser considerado como ideal en vista de que en él se pueden observar todas las etapas

evolutivas del sistema, y como se apuntó anteriormente, puede ser utilizado para comprender la situación que guardan los pozos someros en el sistema. Así, en la figuras 41, 46 y 48 puede verse que en los pozos Az-25, Az-16 y Az-23 penetran más allá de la zona de ebullición llegando a la zona de líquido dominante, no así para los pozos Az-35, Az26 y Az18 (figuras 42, 43 y 45 respectivamente) que terminan en la zona de ebullición. El pozo Az-50 es un caso especial. El diagrama tridimensional de profundidad, Th y Tf (figura 44) muestra que se trata de un pozo totalmente frío el cual solamente alcanza la parte superior de la zona de mayor concentración de la salmuera; por otro lado. las isoterms entre el pozo Az-50 y el pozo Az-16 (figura 39) tienden a profundizarse con una pendiente inferida de 45°, y al compararse esta figura con la sección geológica BB' (figura 8) puede notarse una fuerte relación espacial con el plano de falla de la estructura El Viejón por lo que se concluye que tal estructura pudiera corresponder junto con la falla El Vampiro (figura 9) el límite más SW del Módulo Tejamaniles.

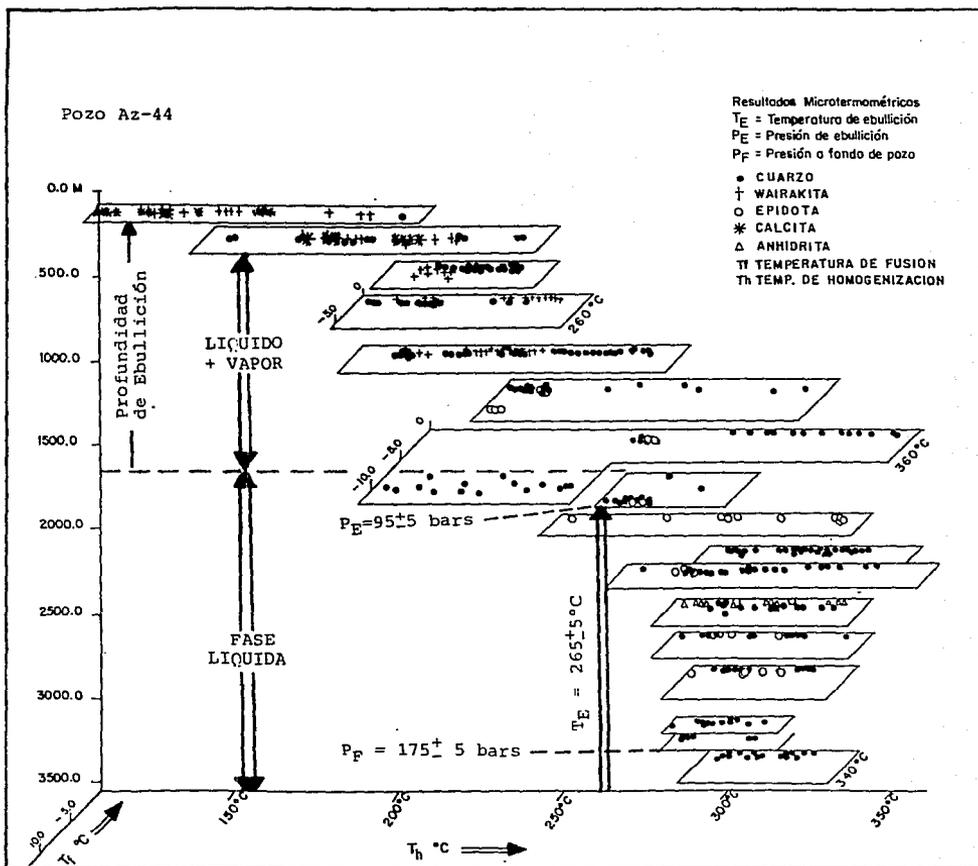


Fig. 40.- Diagrama tridimensional que muestra la evolución espacial del fluido geotérmico según los resultados microtermométricos en el pozo Az-44. Diagrama original de González S.F., 1987 y modificado por González P.E., 1988.

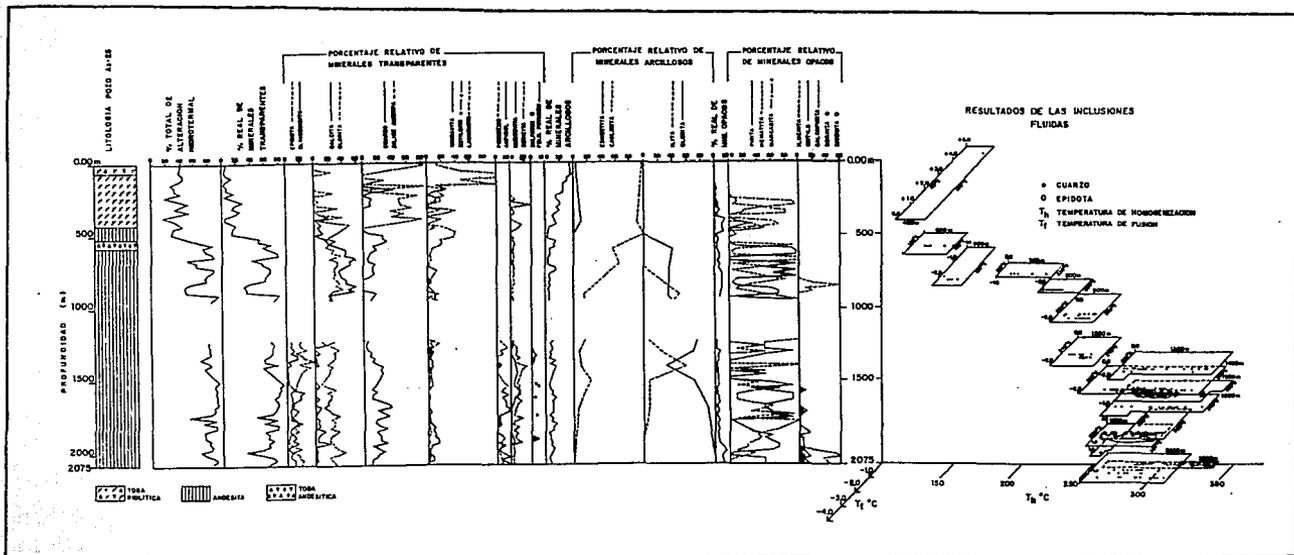


Fig. 41.- Resultados microtermométricos y de alteración hidrotermal del pozo Az-25.

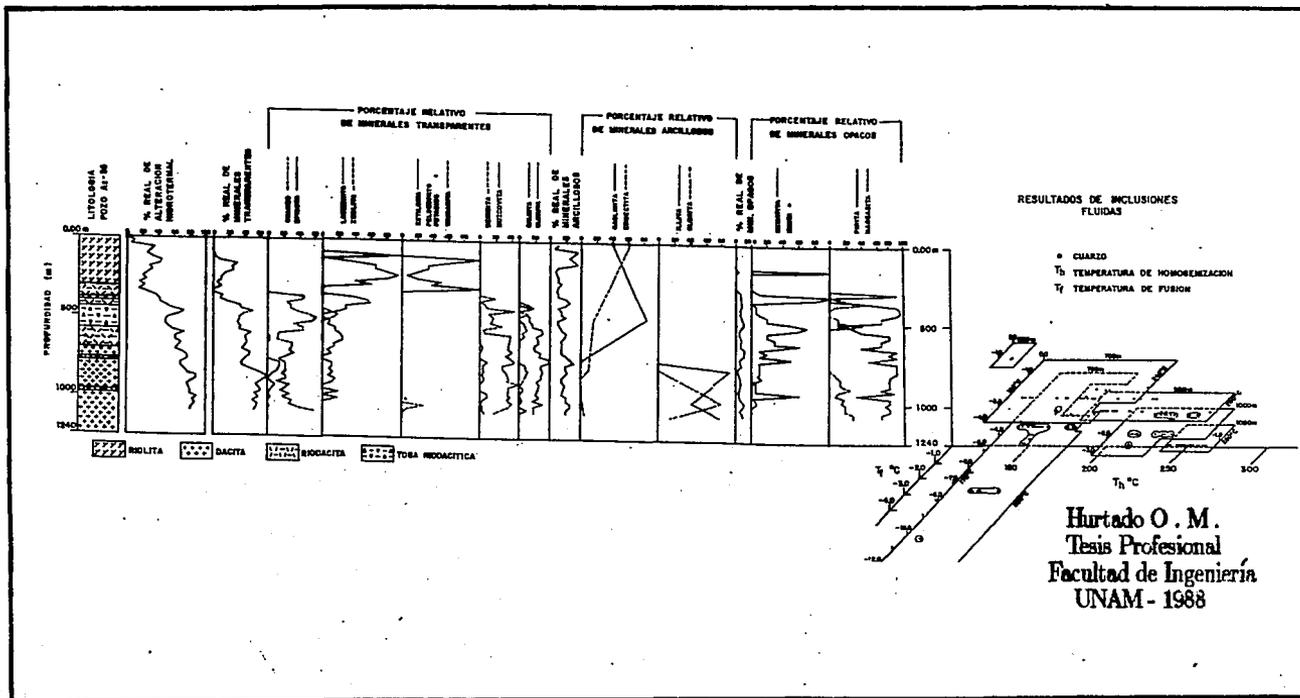


Fig. 42 .- Resultados microtermométricos y de alteración hidrotermal del pozo Az-35.

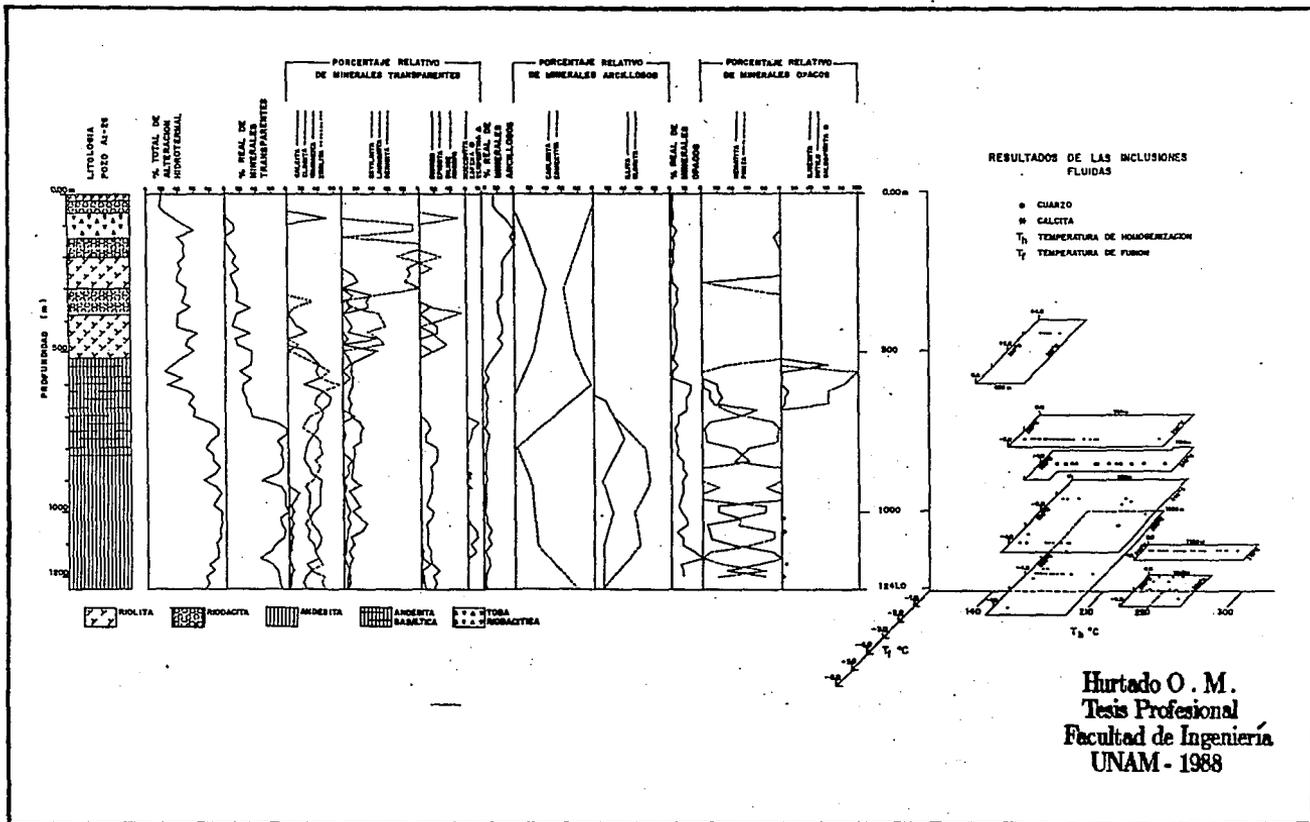


Fig. 43.- Resultados microtermométricos y de alteración hidrotermal del pozo Az-26

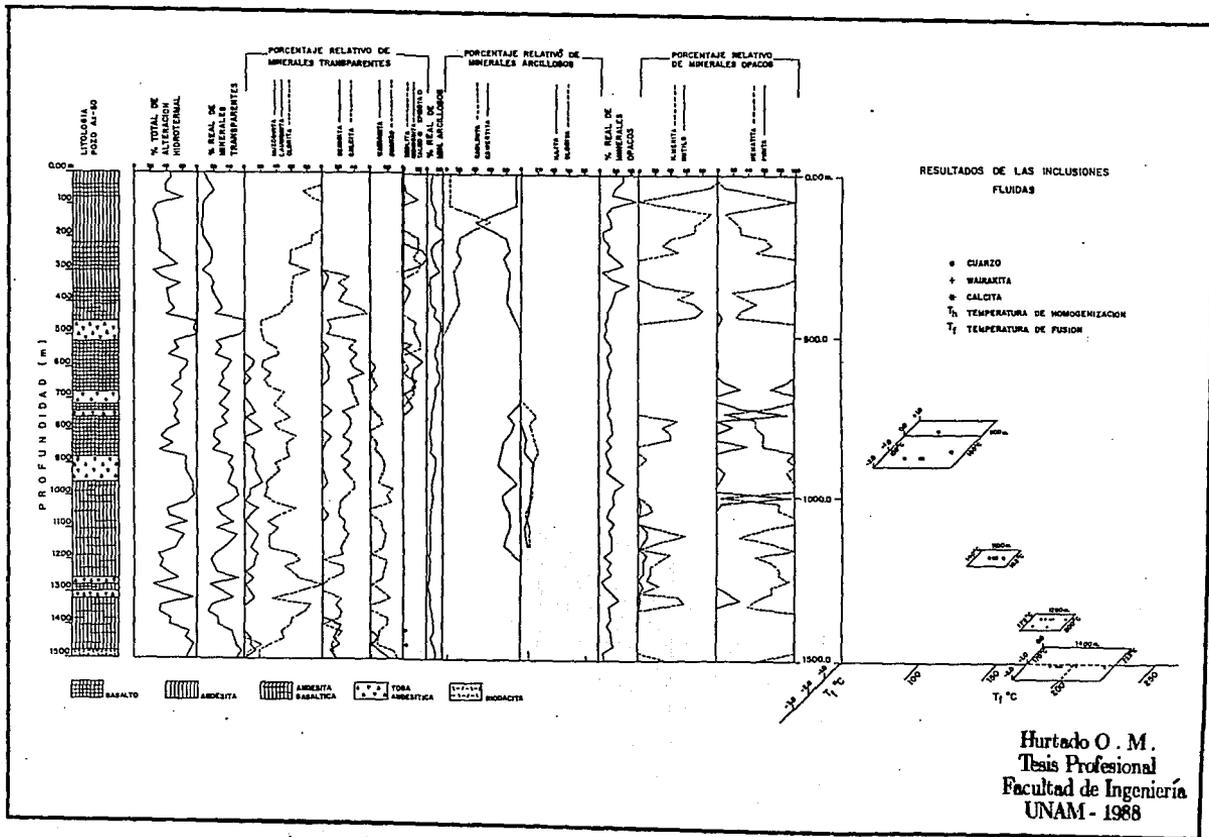


Fig. 44.- Resultados microtemométricos y de alteración hidrotermal del pozo Az-50



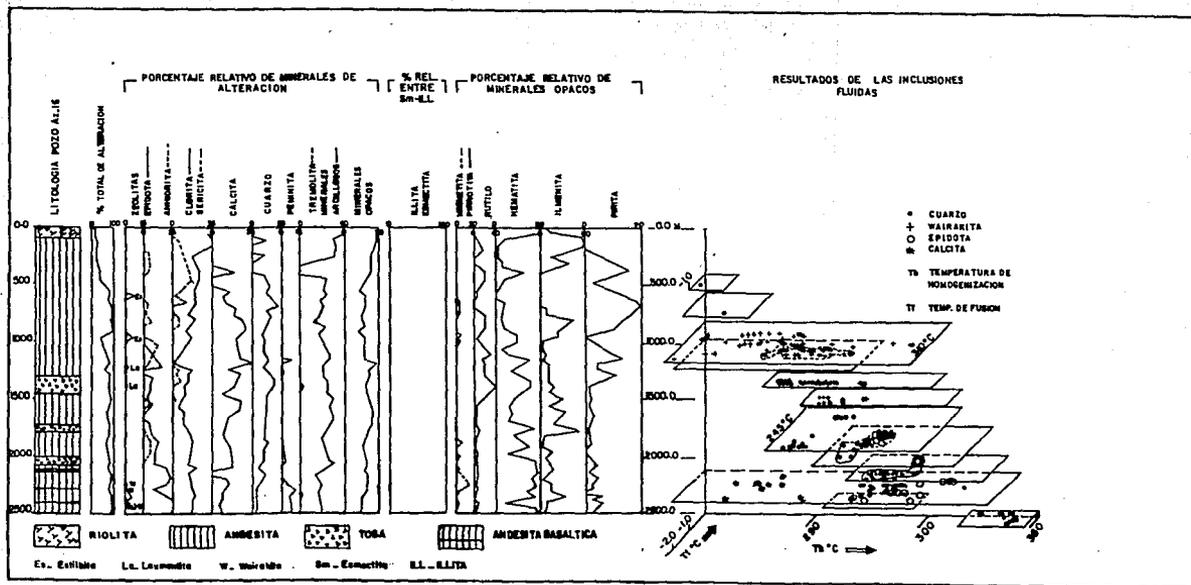


Fig. 46.- Resultados microtermométricos y de alteración hidrotermal del pozo Az-16. Tomado de González S.F., 1987

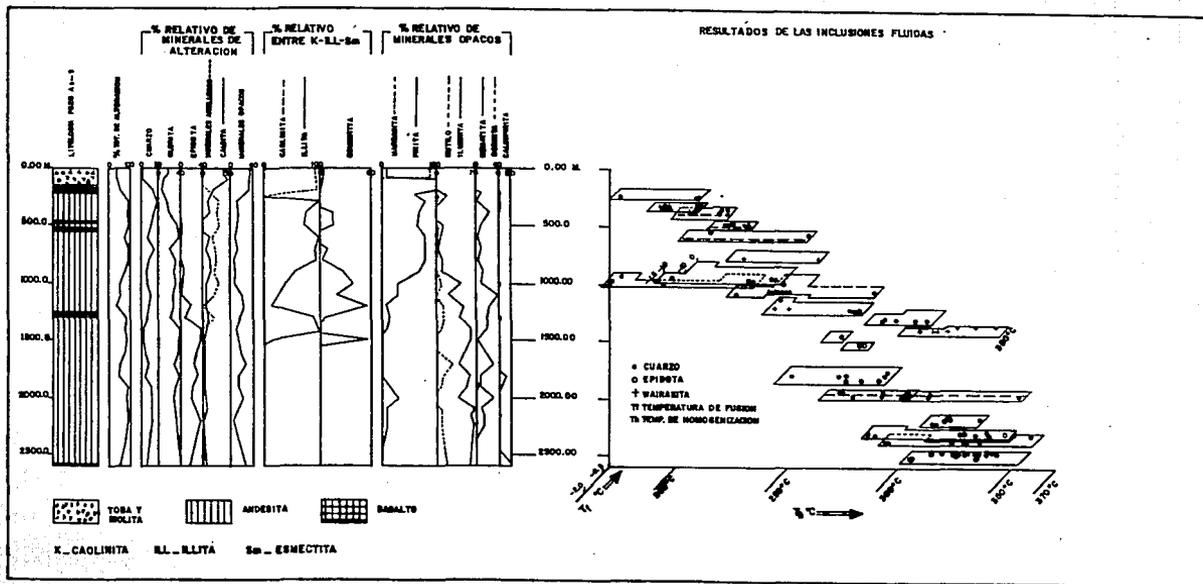


Fig. 47.- Resultados microtermométricos y de alteración hidrotermal del pozo Az-9. Tomado de González S.F., 1987.



# CAPITULO VI

## DISCUSION

### 6.1 Alteración Hidrotermal y Metamorfismo

El campo geotérmico de Los Azufres, y en general todos los sistemas geotérmicos actuales, está caracterizado por sufrir una interacción fluidos-roca que es directamente responsable de la mineralización autígenica en dichos sistemas.

La formación y estabilidad de los minerales autígenicos está influenciada por diversos factores entre los que se incluyen la temperatura, la permeabilidad, el tipo de roca, la composición del fluido, la presión total y el tiempo que dure la interacción agua-roca (Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970; Browne P.R.L., 1978). Estos factores están íntimamente ligados y frecuentemente es imposible separar uno de otro, sin embargo, se ha visto en diversos campos geotérmicos que existe uno o dos de esos factores que tienen mucho más influencia en la mineralogía autígenica que el resto de los demás. Por ejemplo en Yellowstone (Browne P.R.L., 1978) la importancia de los factores varía de pozo a pozo, pero en general se ha observado que la permeabilidad es el factor más importante. En Broadlands, Nueva Zelanda (Browne P.R.L., 1970), la permeabilidad y la temperatura (y en menor escala la composición del fluido) son los factores más importantes. En Islandia los factores principales son la temperatura (Kristmannsdottir H., 1975; Kristmannsdottir H. y Thomasson J., 1978) y la composición del fluido (Arnorsson S., 1981). En Los Azufres Michoacán, de acuerdo a los resultados obtenidos, se puede concluir que los factores más importantes son la composición del fluido y la temperatura.

*Temperatura.*- La temperatura es uno de los factores de mayor importancia en la formación de minerales autígenicos en los sistemas geotérmicos activos. Los rangos de temperatura en el subsuelo pueden ser identificados a través de la ocurrencia de ciertos minerales altamente sensibles a los cambios de esta como lo son, con muy pocas excepciones, aquellos que contienen en su estructura (OH) o  $n.H_2O$  (Browne P.R.L., 1984); aquí se incluyen a los minerales arcillosos y los calcio-silicatos (zeolitas, anfíboles y epidotas).

En las *figuras 15 y 16* puede observarse la distribución vertical de las zeolitas, todas ellas, a excepción de la laumontita (cuyo caso será tratado posteriormente), definen un claro zonamiento vertical en donde cada una se ubica en rangos de temperatura más o menos bien definidos. Las paragénesis mineralógicas definidas para dichos rangos específicos de temperatura se describen a continuación:  
En las rocas ácidas se tienen las siguientes asociaciones minerales:

**Estilbita ± Chabasita, Heulandita, Escolecita, Laumontita (T < 100°C)**

**Estilbita, Laumontita ± Thompsonita (T = 100-150°C)**

En las rocas básicas e intermedias las zeolitas encontradas son:

**Ptilolita ± Laumontita (T < 150°C)**

**Laumontita (T = 150-220°C)**

**Laumontita + Wairakita (T = 220-300°C)**

El resto de los calcosilicatos muestra igualmente una distribución vertical que está en función de la temperatura. Las paragénesis observadas son las siguientes:

PARAGENESIS	TEMPERATURA
Epidota	230 ° - 250 °C
Epidota + Clinozoisita + Augita - Egirina	250 ° - 270 °C
Epidota + Clinozoisita + Actinolita - Tremolita + Augita	> 270 °C

Por su parte la distribución vertical de los minerales arcillosos se muestra en las figuras 25 y 26 y en términos generales las paragénesis encontradas son las siguientes:

Caolinita + Esmectita Na (T < 150°C)

Esmectita Ca + Illita ± Clorita (T = 150-220°C)

Illita + clorita ± Esmectita Ca (T = 220-270°C)

Clorita (T > 270°C)

En conclusión, los calco-silicatos muestran una deshidratación progresiva conforme se va profundizando debido a un aumento gradual en la temperatura. Existen, por otro lado, algunas especies mineralógicas que no tienen rangos de temperatura bien definidos: la calcita (figuras 23 y 24), la hematita (figuras 29 y 30) y la pirita

(figuras 31 y 32)<sup>1</sup> son minerales insensibles a los cambios de temperatura dentro de los rangos aquí estudiados, esto hace que estos minerales den poca información al respecto, pero como se verá más adelante, estos minerales aportan gran información en lo concerniente a las características físico-químicas del sistema hidrotermal.

**Permeabilidad.**- Los estudios en diversos campos geotérmicos han demostrado el importante control de la permeabilidad en la depositación de minerales autigénico. Fundamentalmente la permeabilidad controla de manera directa el volumen de agua que pasa por las rocas, de este modo, juega un importante papel en la formación de los minerales hidrotermales en vista de que los cambios mineralógicos en muchos sitios no son isoquímicos (Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970). Aunque cierta cantidad de agua está disponible en los poros de la roca, ella debe ser fracturada (permeabilidad secundaria para el caso de rocas ígneas) para que exista la adición y lixiviación de constituyentes químicos (Elders W.A., 1977; Browne P.R.L., 1984), como es el caso del  $CO_2$  y las especies sulfurosas que necesariamente deben ser incorporadas a la roca a partir de la solución.

En otros campos geotérmicos Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970; Steiner A., 1977; Browne P.R.L., 1970, 1978, 1984) se ha observado que aún en condiciones de alta temperatura, si la roca es impermeable, ésta se encuentra muy poco alterada, o en su defecto, las reacciones entre el fluido caliente y la roca, que se manifiestan a través de la formación de minerales autigénicos, están incompletas debido al difícil acceso del agua hacia la roca, de este modo, el tipo e intensidad de la alteración refleja directamente la permeabilidad de la misma.

La permeabilidad puede ser detectada en el campo a través del registro de pérdidas de circulación durante la perforación, pero la cuantificación de la misma solo puede obtenerse a través de pruebas de laboratorio. Igualmente, existen diversos minerales indicadores tanto de buena permeabilidad como de zonas impermeables. En algunos campos geotérmicos de Nueva Zelanda (Bradlands en particular) (Browne P.L.R., 1970; 1978; 1984) se ha demostrado que existe una relación directa entre el tipo de feldespato hidrotermal y la permeabilidad cuantificada para cada uno de los pozos, esta relación ha sido utilizada con éxito para evaluar la capacidad productora de vapor en los pozos, antes de que estos sean terminados. Para establecer zonas productoras en el subsuelo y para definir las funciones hidrológicas de las unidades litológicas cortadas por el pozo esta importante relación empírica se muestra en la figura 49.

Aunque la litología y la composición del fluido en Broadlands es hasta cierto punto similar a la de Los Azufres, la adularia ocurre en cantidades muy pequeñas y en zonas puntuales (figuras 41 y 42), sin embargo, la alta permeabilidad en las

<sup>1</sup> Notese que se está hablando de ocurrencia y no de concentración. Los aumentos o disminuciones en la concentración de algunos minerales también será tratado posteriormente.

TABLA II

GRADO DE METAMORFISMO(5)	TIPO DE METAMORFISMO	FACIES METAMORFICAS	PARAGENESIS METAMORFICAS MAS COMUNES PARA LA CLASE QUIMICA BASICA*
METAMORFISMO DE GRADO MUY BAJO	(1) (A) REGIONAL BURIAL	(1) ZEOLITA	(1) ESTERONITA + CUARZO (1) HELLANDITA + CUARZO (1) LAUMONTITA + CUARZO (1) WAIRAKITA + CUARZO
		(1) PREHNITA - PUMPELLYTA	(7) (A) - PREHNITA + PUMPELLYTA + CUARZO
METAMORFISMO DE GRADO BAJO	(1) (2) REGIONAL PROGRESIVA	1. VERDES 2. CLORITA 3. CLORITA	(6) ALBITA + CLORITA + EPIDOTA + CALCITA
			(6) ALBITA + ACTINOLITA + CLORITA + EPIDOTA + CALCITA, ESFENA, ESTILOMELANO
METAMORFISMO DE GRADO MEDIO	(1) (2) REGIONAL PROGRESIVA	2. BIOTITA	(6) Biotita + MUSCOVITA + CUARZO ALBITA (+ CALCITA, ESFENA)
			(6) ALBITA + HORNBLENDA + EPIDOTA + (GRANATE)
METAMORFISMO DE GRADO ALTO	(1) (2) REGIONAL PROGRESIVA	(1) (2) EPIDOTA - ANFIOLITA	(6) PLAGIOCLASA CALCICA V/O ANDESINA + HORNBLENDA + EPIDOTA + ESFENA (+ CUARZO, BIOTITA) GRANATE + ESFENA (+ EPIDOTA)
		(5) (2) GRANULITA	(6) PLAGIOCLASA CALCICA + HIPERSFENA + GRANATE

(1) MIYASHIRO A., 1973  
 (2) TURNER F. J. y VERHOOGEN J., 1963  
 (3) TORRES A. I., 1988  
 (4) VIGGIANO G.J.C., 1987  
 (5) WINKLER H.G.F., 1979

(6) WILLIAMS H. et al., 1955  
 (7) PROST R.B., 1980  
 (8) LUCIFER J., 1971  
 (9) CATHÉLINEAU M. et al., 1983, 1985

\* SE ESCOGIO  
 \*\* SE OMITIERON  
 \*\*\* SE HAN EXCLUIDIDO  
 \*\*\*\* OTROS TIPOS REGIONAL A

FALLA DE CUCUM

PARAGENESIS EQUIVALENTES

PARAGENESIS DE METAMORFISMO HIDROTHERMAL OBSERVADAS EN ESTE TRABAJO (POZOS A1-25, A2-26, -50, A3-35, A4-18, DEL MODULO "TEJAMANILES")*	PARAGENESIS DE METAMORFISMO HIDROTHERMAL OBSERVADAS EN OTROS POZOS DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES	TEMPERATURA ESTIMADA POR INCLUSIONES FLUIDAS
ESTILBITA (+ HEMATITA, SILICE AMORFA) ESTILBITA + ESCOLECITA + SILICE AMORFA + TITA (+ HEMLANDITA, THOMPSONITA, CHABASITA LAUMONTITA)	(9) SILICE AMORFA + AZOPRENATIVO + ESMECTITA + YESO + ALUNITA + PTLIOLITA	
MONTICITA + ESTILBITA + HEMATITA (+ CUARZO, CALCITA, CLORITA)	(11) CLORITA + CALCITA + CUARZO + SILICE AMORFA + ESTILBITA + HEMATITA	125 °C
ALGITA + LAUMONTITA (+ CUARZO + CLORITA + HEMATITA (+ SERICITA))	(9) ESMECTITA + CUARZO + LAUMONTITA + PTLIOLITA	140 °C - 220 °C
CALCITA + CUARZO + HEMATITA + CLORITA + LAUMONTITA + WAIRAKITA (+ SERICITA)	(9) CALCITA + CLORITA + ESFENA + ALBITA (9) CALCITA + WAIRAKITA + CUARZO + CLORITA + ANHIDRITA	
CALCITA + CLORITA + HEMATITA + LAUMONTITA + CUARZO + WAIRAKITA (+SERICITA, MUSCOVITA, EPIDOTA)	(14) CALCITA + CLORITA + CUARZO + WAIRAKITA + PREHNITA + HEMATITA + la APARICION DE EPIDOTA (+ ANHIDRITA, CALCITA)	222 °C - 240 °C
EPIDOTA + CALCITA + HEMATITA + CLORITA + ORITA + BARITA + WAIRAKITA + AUGITA + EGIRINA + LAUMONTITA, SERICITA, MUSCOVITA, CLINOZOISITA (+ CUARZO)	(3) CALCITA + EPIDOTA + CLORITA + HEMATITA + PREHNITA + ESFENA + CUARZO + WAIRAKITA (+ ANHIDRITA, ADULARIA, LAUMONTITA) (9) CUARZO + MICROCLINA + PREHNITA + EPIDOTA	240 °C - 260 °C
ORITA + EPIDOTA + WAIRAKITA + CLINOZOISITA + LAUMONTITA + AUGITA (+MUSCOVITA, CUARZO, CALCITA, HEMATITA, ADULARIA, SERICITA)	(3) EPIDOTA + CLORITA + LAUMONTITA + HEMATITA + ADULARIA + AUGITA + EGIRINA (+ CUARZO, CALCITA, WAIRAKITA, CLINOZOISITA)	245 °C - 270 °C
ORITA + EPIDOTA + CLINOZOISITA + ACTINOLITA + EMOBITA + AUGITA (+ WAIRAKITA, LAUMONTITA, SERICITA, CUARZO, ADULARIA)	(3) EPIDOTA + CLORITA + CLINOZOISITA + LAUMONTITA (+ CUARZO, WAIRAKITA, ACTINOLITA - TREMOLITA, CALCITA)	260 °C - 275 °C
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	(13) CLINOZOISITA + CLORITA + LAUMONTITA + EPIDOTA (+ ADULARIA, ACTINOLITA - TREMOLITA, GEDRITA) (5) EPIDOTA + DIOPSIDO + CUARZO + TREMOLITA	270 - 300 °C
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	(4) EPIDOTA + CLORITA + ANFIOL (+GRANATE, CUARZO)	
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	(4) EPIDOTA + DIOPITA + ANFIOL (+ GRANATE, DIOPSIDO)	
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	
PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	PROFUNDIDAD NO ALCANZADA	

\*ASE QUIMICA BASICA DEBIDO A QUE LAS ROCAS DEL CAMPO GEOTERMICO SON PRINCIPALMENTE ANDESITICAS. ESTA TABLA TODOS LOS MINERALES ARGILLOSOS Y OPACOS, EXCEPTO LA HEMATITA, PARA MAYOR INFORMACION, VER ANEXOS Y LAS PAGES DE ESQUISITOS AZULES, EOLIGITAS Y TODAS AQUellas DEL METAMORFISMO DE CONTACTO POR PERTENECER EL METAMORFISMO NO INCLUIDOS EN ESTA TABLA (ORIGINAL NO PROHIBIENDO DE BAJA TEMPERATURA ALTA PRESION, BAJA DE MEDIA ALTA TEMPERATURA EXTREMA PRESION, DE CONTACTO DE MEDIA ALTA TEMPERATURA BAJA PRESION, RESPECTIVAMENTE)

rocas del campo queda evidenciada por la gran alteración de los feldespatos primarios los cuales, bajo condiciones de muy baja permeabilidad, se ha demostrado persisten intactos a temperaturas mucho mayores a los  $285^{\circ}\text{C}$  (Browne P.R.L. y Ellis A.J., 1970). Por otro lado, el Módulo Tejamaniles se caracteriza por tener muy buenos pozos productores, la mayoría de ellos de vapor, de modo que la precipitación de la adularia, en Los Azufres, no está en función de la permeabilidad sino de las características físico-químicas del fluido. Ante esta situación, es recomendable analizar a fondo los datos petrográficos y las mediciones de permeabilidad con el fin de identificar similares minerales indicadores de permeabilidad y usar esta información en investigaciones posteriores en el desarrollo de la perforación.

Por otro lado, la marcasita y la pirrotita son minerales característicos de zonas poco permeables. El domo riolítico que divide al campo geotérmico en zona norte y zona sur, tiene escasa permeabilidad y se caracteriza por tener marcasita de forma acordonada y de cresta de gallo (González S.F., 1987). Esto se muestra claramente en el pozo Az-23 en donde existen temperaturas adecuadas para la producción pero como ya se anotó, las rocas riolíticas tienen escasa permeabilidad. En la sección AA', la marcasita fue encontrada en todos los pozos siempre asociada a rocas ácidas impermeables junto con estilbita, esmectita y caolinita, sin embargo esta sección, el efecto de la permeabilidad no es tan claro como lo es en el pozo Az-23 debido a que aquí se tienen, además, condiciones de baja temperatura (menos de  $200^{\circ}\text{C}$ ).

La pirrotita es otro mineral igualmente indicador de bajas permeabilidades (Browne P.R.L., 1984). En el Módulo Tejamaniles no fue observada pero esto necesariamente no indica que existan condiciones permeables en toda esta parte del campo, sino que su no ocurrencia se debe a ciertas condiciones de presión parcial de  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{aO}$ , pH y temperatura que inhiben su precipitación.

*Tipo de roca.*- La roca encajonante influye en la alteración hidrotermal principalmente a través del control de la permeabilidad (Browne P.R.L., 1978) la cual puede ser primaria o secundaria en rocas sedimentarias, y netamente secundaria en rocas ígneas y metamórficas. En el Módulo Tejamaniles a bajas temperaturas, la roca encajonante influye notoriamente en las paragénesis hidrotermales. La estilbita, marcasita y caolinita muestran marcados controles litológicos (comparar figura 7 con las figuras 15, 19, 25 y 31): dichos minerales remarcan el importante papel que juegan las características químicas de la roca original en un proceso hidrotermal. Sin embargo, a altas temperaturas ( $270^{\circ}\text{C}$ ) la paragénesis más comúnmente observada es *clorita + calcita + cuarzo + pirita + wairakita + epidota + illita ± sericita*. la cual también es una típica asociación estable en campos geotérmicos de diversa composición litológica como: basálticos (Islandia y Japón), sedimentarios terrígenos (Imperial Valley, Salton Sea y Cerro Prieto), sedimentario-metamórficos (Laderello Italia), andesíticos (Indonesia y Filipinas) y riolíticos (Yellowstone y Nueva Zelanda), lo que sugiere que a altas temperaturas la mineralogía inicial de

la roca encajonante no tiene un gran efecto en el tipo de alteración hidrotermal resultante.

*Composición del fluido.*- La composición del fluido hidrotermal es quizá el parámetro que tiene mayor influencia en la mineralogía autigénica de Los Azufres; en varios sistemas geotérmicos actuales y en general de muchos sistemas hidrotermales fósiles, es también, por otro lado, el factor que más relación directa guarda con el resto de ellos y por consiguiente nunca será un parámetro independiente dentro de un fenómeno hidrotermal.

En primera instancia, toda la mineralogía secundaria en el sistema geotérmico reflejará de una u otra manera la composición y la evolución espacial del fluido, siempre y cuando estén ambos en equilibrio; esto se debe a que cuando reacciona el fluido termal con la roca, ambos cambian su composición. De este modo, la relación paragénesis-líquido hidrotermal puede ser analizada a través de diagramas de estabilidad, los cuales dan gran información de las condiciones físico-químicas del fluido a distintos niveles de profundidad y por lógica, a distintas temperaturas, en función de las paragénesis encontradas. Dada la importancia que reviste el estudio de la relación fluido-asociaciones mineralógicas, éstas serán tratadas a detalle en el apartado 6.2 de este mismo capítulo.

*Presión total.*- La presión del fluido hidrotermal en las áreas geotérmicas es usualmente baja y por lo general nunca excede los 200 bares (*Browne P.R.L., 1978*). En los campos geotérmicos de líquido dominante, la presión hidrostática es casi igual o ligeramente inferior a la presión del fluido, mientras que en campos de vapor dominante, la presión del fluido está por debajo de la presión hidrostática (*Browne P.R.L. 1984*) El principal efecto de la presión en un sistema hidrotermal es controlar la profundidad y temperatura a la cual la ebullición ocurrirá.

La ebullición, como ya se apuntó en el capítulo anterior, es un proceso que origina cambios en la composición química del fluido, los cuales, se reflejan a través de la depositación mineral. En vista de la importancia que tiene conocer a fondo las características y mecanismos de la ebullición, ésta será igualmente tratada por separado en el punto 6.3 de este mismo capítulo.

La interacción agua-roca suscita una reacción entre los componentes químicos y/o mineralógicos de la roca y del fluido caliente: el producto de esta interacción comúnmente se le conoce como alteración hidrotermal más bien que metamorfismo, no obstante que la mineralogía de neoformación en ambos procesos son muy similares entre sí.

*Burnham C.W. (1962; en Muffler P.L.J. y White D.E., 1969) y Helgeson H.C.*

(1967; en Muffler P.L.J. y White D.E., 1969) han demostrado que la alteración hidrotermal puede ser tratada de la misma manera que el metamorfismo, de modo que la discriminación entre alteración hidrotermal y "metamorfismo hidrotermal" a primera instancia, parece ser solamente de nomenclatura, por lo que cualquier término podría ser usado en el campo de Los Azufres.<sup>2</sup> Hay que hacer notar, sin embargo, que existen importantes diferencias entre las rocas de metamorfismo hidrotermal de Los Azufres y las típicas rocas de metamorfismo regional; algunas de estas diferencias consisten principalmente en la permeabilidad y en la textura metamórfica de las rocas. Esto puede entenderse si se considera que en el campo de Los Azufres existen condiciones de baja presión, además de que el proceso metamórfico tiene muy poco tiempo de estarse llevando a cabo.

Las paragénesis minerales generadas por metamorfismo hidrotermal en Los Azufres son muy similares a las asociaciones mineralógicas de las facies metamórficas de baja presión y temperatura (tabla II), notándose asociaciones minerales equivalentes desde la facies zeolita hasta la facies esquistos verdes a medida que aumenta la profundidad y la temperatura.

El carácter metamórfico de las paragénesis del campo Los Azufres había sido previamente sugerido por Cathelineau M. et al. (1983, 1985); Cathelineau M. y Nivea G.D. (1985); Combedet N., (1985), y Viggiano G.J.C., (1987), y en general se trata de una característica común en los sistemas geotérmicos activos (Oki Y. et al., 1974; Reed M.J., 1975; Browne P.R.L., 1978; Muffler P.L.J. y White A.E., 1969; Cavarretta G. et al. 1980; Elders W.A. et al. 1979, entre otros).

La tabla II se elaboró correlacionando las asociaciones mineralógicas comúnmente reportadas para la clase química básica, debido a que en Los Azufres se tienen principalmente rocas volcánicas andesíticas con cantidades subordinadas de basaltos y rocas ácidas (riolitas, riodacitas y dacitas); esto permite ver cuales paragénesis minerales típicas de zonas metamórficas corresponden o son equivalentes a las observadas en el campo geotérmico, y por consecuencia saber en que parte del sistema hidrotermal activo se tienen facies de alto, medio, bajo o muy bajo grado metamórfico.

La distribución vertical de las paragénesis de metamorfismo hidrotermal está en función de la ocurrencia o desaparición de ciertos minerales índice que señalan el cambio de una facies a otra, o de un grado metamórfico a otro.

Dentro de la facies zeolita (Miyashiro A., 1973), también llamada facies laumontita-prehnita-cuarzo (Winkler H.G.F., 1979), se observaron cuatro asociaciones paragenéticas caracterizadas por presentar zeolitas estables que varían con la com-

<sup>2</sup> El metamorfismo hidrotermal será referido entonces, al cambio principalmente, en la temperatura que provoca la creación de nuevas especies minerales a expensas de otras, con el consecuente cambio textural en la roca original (Best M., 1982)

	Moléculas de H <sub>2</sub> O	Moléculas de SiO <sub>2</sub>
PTILOLITA	6H <sub>2</sub> O	(SiO <sub>2</sub> ) <sub>10</sub>
THOMPSONITA	6H <sub>2</sub> O	(SiO <sub>4</sub> ) <sub>5</sub>
CHABASITA	6H <sub>2</sub> O	(SiO <sub>3</sub> ) <sub>6</sub>
HEULANDITA	6H <sub>2</sub> O	(Si <sub>7</sub> O <sub>18</sub> )
ESTILBITA	4H <sub>2</sub> O	(SiO <sub>3</sub> ) <sub>6</sub>
LAUMONITA	4H <sub>2</sub> O	(SiO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub>
ESCOLECITA	3H <sub>2</sub> O	(Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )
WAIKAKITA	2H <sub>2</sub> O	(SiO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub>

Fig. 49.- Características químicas de las zeolitas encontradas en el subsuelo del Módulo Tejamaniles, Los Azufres, Mich.

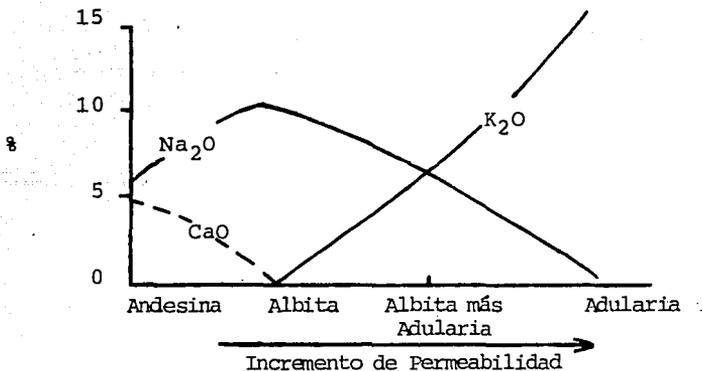


Fig. 50.- Cambios químicos y mineralógicos de los fluidos geotérmicos con respecto al incremento en la permeabilidad. Tomado de Browne, 1984.

posición química de la roca, la temperatura y la presión del fluido. Con la elevación paulatina de la temperatura, la deshidratación progresiva en las zeolitas cobra muchísima importancia. Así, las zeolitas más ricas en moléculas de agua (estilbita, chabasita, thompsonita, heulandita) ocurren a menor temperatura, mientras que las asociaciones escolecita-laumontita y laumontita-wairakita ocurren a relativamente moderadas y muy altas temperaturas (no más de 300°C) respectivamente. Hay que notar dos hechos realmente significativos: la laumontita es la única zeolita que se mostró insensible a los cambios de temperatura ya que se le encuentra desde los 100°C hasta casi los 300°C, de modo que ella por sí sola no puede asegurar con certeza que se esté trabajando en una zona de facies zeolita como lo ha sugerido Miyashiro (*op. cit.*). Por otro lado, en la figura 49 se puede apreciar que la estilbita, chabasita y thompsonita son zeolitas ricas en moléculas de SiO<sub>2</sub> (zeolitas silíceas), y son además zeolitas calco-sódicas. Si se considera que la actividad de los iones Na<sup>+</sup> es mayor que la actividad de los iones Ca<sup>2+</sup> a las profundidades en que se encuentran dichas zeolitas, y además si se considera que se forman en las rocas riolíticas de la unidad Agua Fría, es muy probable que la actividad del Na<sup>+</sup> y el carácter silíceo de la roca encajonante sean junto con la temperatura, los factores que gobiernan la formación de tales zeolitas.

La estilbita es la zeolita más abundante a profundidades someras y su presencia se restringe a las rocas riolíticas de la unidad Agua Fría, aproximadamente desde los 80°C, hasta los 150°C a profundidad. Torres A. (1988) reporta estilbita en la zona norte del campo principalmente en las rocas de la unidad andesítica a temperaturas máximas de 200°C. La heulandita por su parte, es una zeolita cálcica y silíceica (figura 49) que ocurre muy puntualmente en las rocas riolíticas asociada a la estilbita y chamosita. Su presencia puede deberse a la existencia de rocas ricas en SiO<sub>2</sub>, y su baja concentración probablemente se debe a que la actividad del Ca<sup>2+</sup> está subordinada por la actividad de Na<sup>+</sup> en zonas superficiales, y en tal caso la composición de la roca es también, junto con la temperatura, un factor determinante para su formación. La escolecita, a su vez, es una zeolita pobre en SiO<sub>2</sub> (figura 49), cálcica y tiene una hidratación intermedia entre las especies más ricas y menos ricas en moléculas de H<sub>2</sub>O. Esta zeolita también ocurre en las rocas de la unidad Agua Fría, pero en este caso la composición de la roca no parece influir directamente en la formación del mineral debido a que es pobre en SiO<sub>2</sub>, además, y al igual que la heulandita, es una zeolita cálcica que se formó aún a expensas de la gran actividad del Na<sup>+</sup> por lo que su formación parece estar directamente relacionada a la temperatura (hasta 100°C).

De lo anteriormente dicho, es claro que la estilbita y la escolecita son las fases minerales que representan adecuadamente la facies zeolita, debido a que en su formación la roca encajonante no parece tener tanta influencia como ocurre con la chabasita, thompsonita y heulandita, las cuales solo se presentan en las rocas

riolíticas de la zona sur, y no en las rocas andesíticas de la zona norte.

La Wairakita es una zeolita de alta temperatura que no coexiste con ninguna de las zeolitas anteriormente descritas, salvo el excepcional caso de la laumontita. La wairakita en rocas típicamente metamórficas es muy rara y solamente se ha encontrado en asociación al cuarzo (ver tabla II), interpretándose como la asociación mineral de más alta temperatura de la facies zeolita (*Miyashiro A., 1973*). Sin embargo, la wairakita ocurre en una amplia gama de paragénesis de metamorfismo hidrotermal equivalentes a paragénesis típicamente metamórficas que van desde la facies prehnita-pumpellita, hasta el límite clorita-biotita de la facies esquistos verdes, mostrando así un campo de estabilidad bastante amplio. En la *figura 51* puede verse el campo de estabilidad de la wairakita notándose que para su formación se requiere de bajas presiones y de un gradiente geotérmico considerablemente más alto que que el requerido por silicatos hidratados de calcio y aluminio. Estas características explican porqué la wairakita no está tan extensamente desarrollada en el metamorfismo regional como lo es la laumontita: en cambio, es muy común en los campos geotérmicos activos (*Browne P.R.L., 1978. 1984; Steiner A., 1977; Liou J.G., 1970*).

La *figura 51* fue calculada por *Liou J.G. (1970)* considerando que la presión del fluido es igual a la presión hidrostática (presión total); en ella las líneas negras que delimitan los campos de estabilidad de las fases minerales, también representan las curvas de deshidratación progresiva de los silicatos de calcio y aluminio conforme aumenta la temperatura. Así, la laumontita se deshidrata a 220°C, a 200 bares de presión, dando lugar a la formación de wairakita, la cual a su vez se deshidrata a 320°C y a 200 bares de presión, dando lugar a la asociación *zoisita - cuarzo*, que a su vez, dará origen a la asociación *anortita - grosularia - fluido* a 415°C a 200 bares de presión. En este estudio, la wairakita comenzó aparecer alrededor de los 220°C (las máximas presiones estimadas para los Azufres es de 100-120 bares) lo que concuerda perfectamente con los datos experimentales de *Liou G.J., (op.cit)*. No obstante existen ciertos hechos petrográficos de suma importancia: cuando aparece la wairakita, la laumontita no desaparece como lo sugiere la figura, más aún, coexiste con la wairakita hasta cerca de los 300°C. La coexistencia de estas dos especies no parece ser fortuita en Los Azufres, en vista de que ellas coexisten en muchos campos geotérmicos a lo largo de amplios intervalos de temperatura.

Esta situación puede ser entendida si se considera que en la naturaleza, existe un numeroso grupo de minerales cuya composición química no es ideal (premisa considerada para la elaboración de la *figura 51*), además de que ocurren en sistemas geológicos que muy frecuentemente tienen una composición química heterogénea. En otras palabras, en muchos sistemas naturales existen variaciones composicionales a nivel mineral (soluciones sólidas) recientemente discutidas por *Frost R.B. (1980)* y *Bird D.K., et al (1984)* que reflejan la concentración y actividad de ciertos iones en el sistema; y condiciones de no-equilibrio en sistemas geológicos previamente

discutidas por *Coombs D.S., et al (1959)* que provocan considerables traslapes entre los campos de estabilidad de ciertos minerales afines.

Cuando en sistemas geotérmicos la relación  $P_{H_2O} / P_{total}$  es baja ( $P_{total} > P_{H_2O}$ ), las curvas de deshidratación de la figura 51 se moverán hacia la izquierda provocando que los minerales se deshidraten a más bajas temperatura. Por otro lado, se ha comprobado (*Liou 1970; Frost 1980*) que en presencia de  $Na^+$  (de 2000 a 3000 ppm en Los Azufres) la wairakita sufre una importante sustitución de  $Na^+$  por  $Ca^{+2}$  llegando en algunos casos a formar una completa solución sólida entre wairakita y analcima, mientras que la laumontita no presenta tal sustitución; este contenido de  $Na^+$  en la wairakita, junto con un exceso de  $SiO_2$  y una  $P_{total} > P_{H_2O}$ , hacen que la temperatura de cristalización de la wairakita disminuya notablemente traslapándose con el campo de estabilidad de la laumontita. Esto explica porqué es posible encontrar en Los Azufres paragénesis como *laumontita + wairakita* o *laumontita - wairakita - prehnita* (tabla II) que no representan asociaciones en equilibrio cuando se considera su composición ideal (figura 51). De lo anterior se puede inferir que la wairakita de Los Azufres tiene una importante sustitución de  $Na^+$  por  $Ca^{+2}$  la cual afecta sensiblemente la estabilidad de dicho mineral.

La actividad del  $Na^+$  puede ser inferida desde la superficie a profundidad a través de paragénesis mineralógicas. A profundidades someras la actividad del Na es alta según lo sugiere la presencia de estilbita y esmectita de Na (montmorillonita-Na); a profundidades moderadas la actividad del Na disminuye pero sigue siendo importante de acuerdo a la paragénesis *wairakita - prehnita - cuarzo - epidota* observada en la zona norte del campo (*Torres A., 1938*). Como se explicó anteriormente, la asociación *wairakita - prehnita* solo puede ser estable si la wairakita contiene apreciable contenido de Na (*Frost 1980*). Por otro lado, la presencia de pequeñas cantidades del clinopiroxeno augita-egirina a profundidades moderadas apoya fuertemente este hecho. Según *Heinrich E.W (1956)*, la augita-egirina contiene  $Na_{0.45}^{+} Fe_{0.45}^{-3}$  o 30% de molécula de egirina:  $NaFe(SiO_3)_2$ . La coexistencia a profundidad de *wairakita + laumontita* y *wairakita - epidota + cuarzo* en lugar de la asociación *wairakita - albita*, sugiere que a profundidad la actividad del  $Na^+$  disminuye notoriamente (*Frost, 1980*). Así mismo, *Seki (1971)* realizó estudios experimentales en soluciones sólidas de la wairakita en las paragénesis *wairakita - epidota + cuarzo*; *wairakita - prehnita - cuarzo* y *wairakita - epidota - prehnita - cuarzo*, demostrando que la wairakita contiene más calcio cuando coexiste con algún mineral del grupo de las epidotas y cuarzo que cuando coexiste con prehnita. Este hecho refuerza la idea de que la actividad del calcio es inversa a la del sodio, es decir, en niveles estratigráficos superiores, la  $a_{Ca} > a_{Na}$ , mientras que a niveles estratigráficos profundos, la relación es inversa.

Los trabajos de *Liou, (1970)* han demostrado que el contenido de  $CO_2$  en la fase fluida afecta notoriamente la solubilidad de algunos minerales, así por ejemplo,

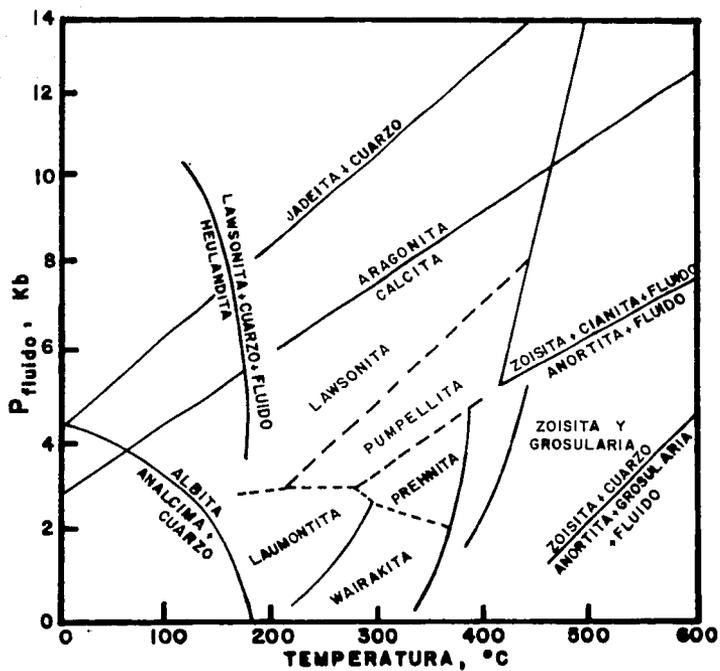


Fig. 51.- Diagrama de  $P_{\text{fluido}}-T$  para diversas reacciones críticas en rocas metamórficas de bajo grado, ilustrando los posibles campos de estabilidad de la wairakita y sus minerales asociados. Tomada de Liou, 1970.

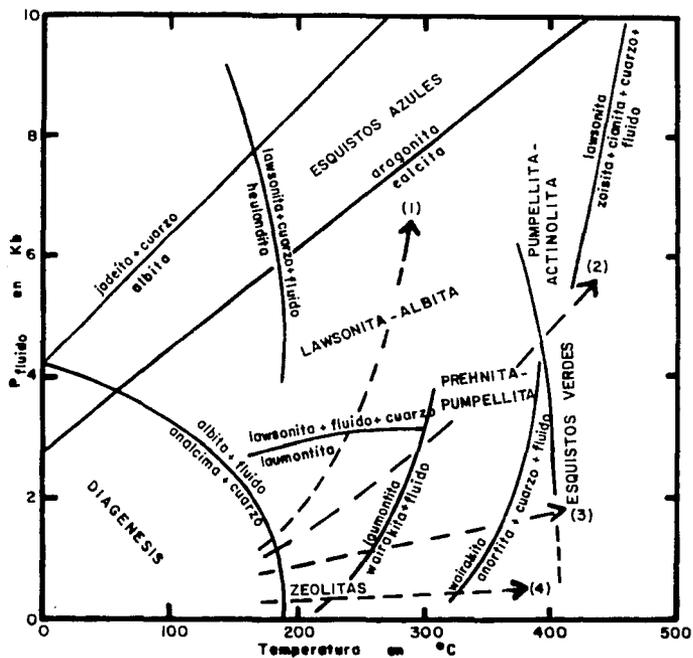


Fig. 52 .- Diagrama de  $P_{\text{fluido}} - T$  que muestra los posibles campos de las facies metamórficas de bajo grado y las trayectorias en varios tipos de metamorfismo: (1) de alta presión; (2) de presión intermedia; (3) de baja presión y (4) de muy baja presión (campos geotérmicos). Tomado de Liou, 1971.

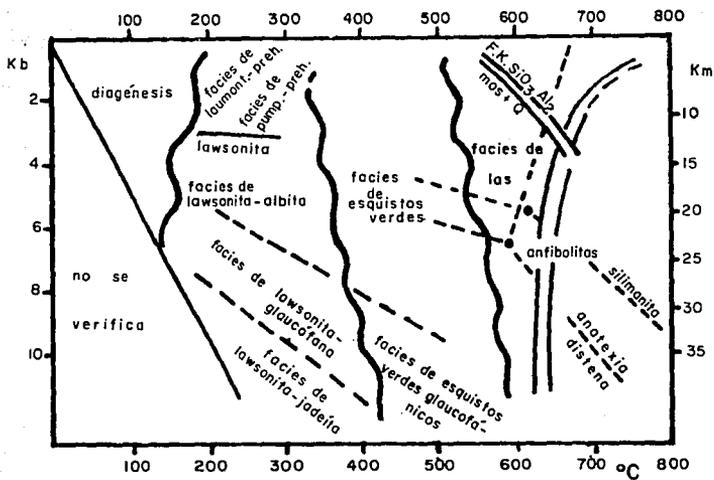


Fig. 53.- Facies metamórficas tal como se han venido utilizando hasta la actualidad. Tomado de Winkler, 1979.

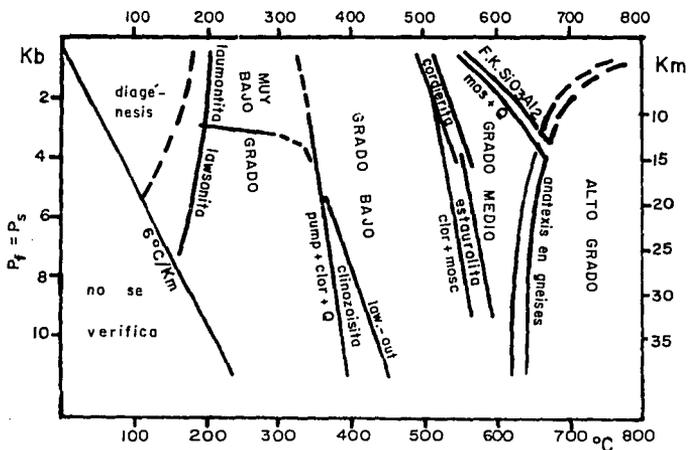


Fig. 54.- Las cuatro divisiones del grado metamórfico: grado muy bajo, bajo, intermedio y alto. Tomado de Winkler, 1979.

en zonas de baja actividad de  $CO_2$ , la wairakita, laumontita y prehnita son estables, mientras que a actividades altas de  $CO_2$ , la calcita precipita notoriamente, mientras que las zeolitas cálcicas quedan subordinadas. Si se comparan las figuras 15 y 16 con las figuras 23 y 24, se puede apreciar que en las zonas donde existen las mayores concentraciones de calcita, la wairakita es menor, y cuando la wairakita abunda (por lo general a profundidades mayores) la calcita está subordinada. Esto está de acorde a los resultados experimentales de Liou (*op cit*), los cuales indican que en la zona de ebullición la actividad del  $CO_2$  aumenta favoreciendo así a que el calcio sea concentrado en los carbonatos más bien que en las zeolitas. Esta situación puede verse en la tabla II en donde la zona de ebullición, que está ubicada desde la parte superior de la facies esquistos verdes y prácticamente toda la facies prehnita-pumpellyta, se caracterice por tener paragénesis donde la calcita predomina notoriamente sobre la wairakita.

La laumontita es igualmente afectada por el fenómeno de ebullición aunque en mucho menor escala que la wairakita. Anteriormente, se había explicado que entre la desaparición de wairakita y la aparición de estilbita existe únicamente laumontita. Este intervalo se traslapa con la parte superior de la zona de máxima concentración de la calcita. Si se comparan las concentraciones de laumontita cuando coexiste con estilbita, con wairakita y con calcita, se puede ver que en las dos primeras existen mayores concentraciones de laumontita que cuando coexiste con calcita. Por otro lado, las observaciones experimentales indican que la wairakita reemplaza a la laumontita conforme aumenta la temperatura debido a que en esas condiciones es la zeolita más estable (Frost, 1980; Guggenbach, 1981); sin embargo, a bajas temperaturas la wairakita reacciona con  $H_2O$  para formar laumontita (Liou, 1970). De acuerdo con esto, es obvio que para la formación de laumontita no importa que todo el calcio se concentre en los carbonatos al ocurrir la ebullición ya que lo toma de la wairakita, sin embargo, como la wairakita no persiste a muy bajas temperaturas, es muy probable que exista una disminución en su concentración como se acaba de anotar.

La tabla II muestra también las asociaciones minerales hasta ahora encontradas en el campo Los Azufres y que son equivalentes a las asociaciones de las facies prehnita-pumpellyta del metamorfismo regional. Aunque la prehnita no ha sido observada en la zona sur del campo, en la zona norte ocurre en forma puntual comúnmente asociada a la epidota y wairakita (Torres A., 1988; Viggiano C., 1987), mientras que la pumpellyta no ha sido reportada hasta ahora en ningún pozo del campo.

Las paragénesis  $calcita + cuarzo + wairakita - laumontita - clorita - sericita$ , y  $calcita + clorita - laumontita + cuarzo - wairakita - sericita, muscovita, epidota$ , han sido consideradas en este trabajo dentro de las facies prehnita-pumpellyta aún cuando no exista ni un mineral ni otro. La escasa o nula ocurrencia de estos minerales

en Los Azufres puede ser explicada de la manera siguiente.

*Coombs et al (1959)* reconoció la existencia de una amplia zona transicional entre la facies zeolita y la facies esquistos verdes caracterizada por tener, entre otros minerales, prehnita y pumpellyta, a la que *Seki (1961)* denominó facies prehnita-pumpellyta. En la *figura 52* se muestran los campos de estabilidad de la facies prehnita-pumpellyta obtenidos en el laboratorio por *Liou (1971)*, y en la *figura 53* se indican los mismos campos de estabilidad según las paragénesis metamórficas más comunes (*Winkler 1979*). La *figura 51* indica que no hay traslape entre las facies zeolita y prehnita-pumpellyta, mientras que en la naturaleza (*figura 52*) coexisten normalmente minerales de ambas facies metamórficas. Esto fue visto por *Torres (1988)* en la zona norte del campo de Los Azufres en donde la prehnita coexiste con la wairakita y/o laumontita (*tabla II*). La explicación de estas peculiaridades puede explicarse de la misma manera que en el caso de las zeolitas cálcicas.

En un sistema típicamente metamórfico las paragénesis características dentro de las facies prehnita-pumpellyta son:

A). Prehnita + zeolita Ca (wairakita o laumontita)  $\pm$  cuarzo

B). Prehnita + pumpellyta  $\pm$  cuarzo

Si el sistema es más rico en CaO que en  $Al_2O_3$  (la relación  $CaO/Al_2O_3$  es alta) se formará la paragénesis A. Si por el contrario, el sistema es más rico en  $Al_2O_3$  que CaO (la relación  $CaO/Al_2O_3$  es baja) se formará la paragénesis B. La no ocurrencia de la paragénesis B en Los Azufres sugiere que al menos hasta las profundidades actualmente exploradas, el sistema es más rico en CaO que  $Al_2O_3$ : es en parte por ello, que la pumpellyta no precipita y la prehnita es escasa. Por otro lado, se ha demostrado (*Surdani, 1969*) que la prehnita lleva una apreciable cantidad de  $Fe^{+3}$  (el  $Fe^{+3}$  es más activo que el  $Fe^{+2}$  a bajas temperaturas) en el lugar del Al dentro de la red cristalina del mineral; dicha sustitución provoca por consiguiente que el campo de estabilidad de la prehnita se ubique a más bajas temperaturas traslapándose con el campo de la wairakita en rocas donde la relación  $CaO/Al_2O_3 > 1$ . El  $CO_2$ , al igual que el caso de la wairakita, también juega un importante papel en la estabilidad de la prehnita. Cuando la actividad del  $CO_2$  es alta, la  $P_{H_2O}$  disminuye y el Ca se fija en la fase carbonatada provocando que la curva de deshidratación de la prehnita se mueva a más bajas temperaturas siendo posible la coexistencia de prehnita + calcita  $\pm$  clorita (*Liou, 1971*).

En conclusión se puede ver en la *figura 51* que la prehnita pura cristaliza de  $250^\circ C$  a  $380^\circ C$  y a presiones de 3 Kb.<sup>3</sup> pero su temperatura de cristaliza-

<sup>3</sup> Son los límites experimentales calculados por *Liou (1971)* considerando una  $a_{Ca}$  nula y una  $P_{H_2O} = P_{total}$ .

ción puede bajar notablemente cuando interactúan factores como la sustitución de  $Fe^{+3}$  por  $Al^{+3}$ ; la relación  $CaO/Al_2O_3$ ; la  $a_{Ca}$  y la  $P_{H_2O}$ . En ambientes donde la  $P_{H_2O} < P_{total}$ , la  $a_{Ca}$  es baja y el  $CaO$  está en exceso ( $CaO/Al_2O_3 > 1$ ), la prehnita puede coexistir con las zeolitas de calcio, pero cuando la relación  $CaO/Al_2O_3 < 1$ , la prehnita probablemente está limitada a presiones moderadas y altas. Los límites de las facies prehnita-pumpellyta en el campo geotérmico de Los Azufres puede resumirse como sigue:

FACIES PREHNITA - PUMPELLYTA		
	ZONA SUR	ZONA NORTE (*)
Límite Inferior	1a. aparición de Wairakita	1a. aparición de Wairakita + Prehnita
Temperatura	220 °C	230 °C
Límite Superior	1a. aparición de Clinozoisita ± Augita - Egirina	Asociación Epidota > Adularia + Augita - Egirina
Temperatura	250 ° - 260 °C	260 °C

(\*) Torres A., 1988

Continuando con la misma línea, los criterios usados para definir el punto en el cual el sistema hidrotermal en Los Azufres pasa de facies prehnita-pumpellyta a facies esquistos verdes, son netamente mineralógicos. El establecimiento de este límite es de suma importancia ya que se define el paso del metamorfismo de muy bajo grado (*Winkler, 1979*) producto del metamorfismo regional litostático o burial (*Miyashiro, 1973; Liou, 1971*) a un metamorfismo de bajo grado (*Winkler, 1979*) producto ya de un metamorfismo regional progresivo (*Turner y Verhoogen, 1963; Miyashiro, 1973*).

En la tabla II las diversas paragénesis mineralógicas observadas en el Módulo Tejamaniales han sido colocadas en estricto orden, de acuerdo al aumento progresivo

- (1) Actinilita  $\text{Ca}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})$   
 (2) Clinopiroxeno  $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$   
 (3) Grosularia  $\text{Ca}_3(\text{Al,Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$   
 (4) Wollastonita  $\text{CaSiO}_3$   
 (5) Esfena  $\text{CaTiSiO}_5$

- (6) Heulandita  $\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 (7) Laumontita  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 (8) Wairakita  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 (9) Prehnita  $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$   
 (10) Epidota  $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$

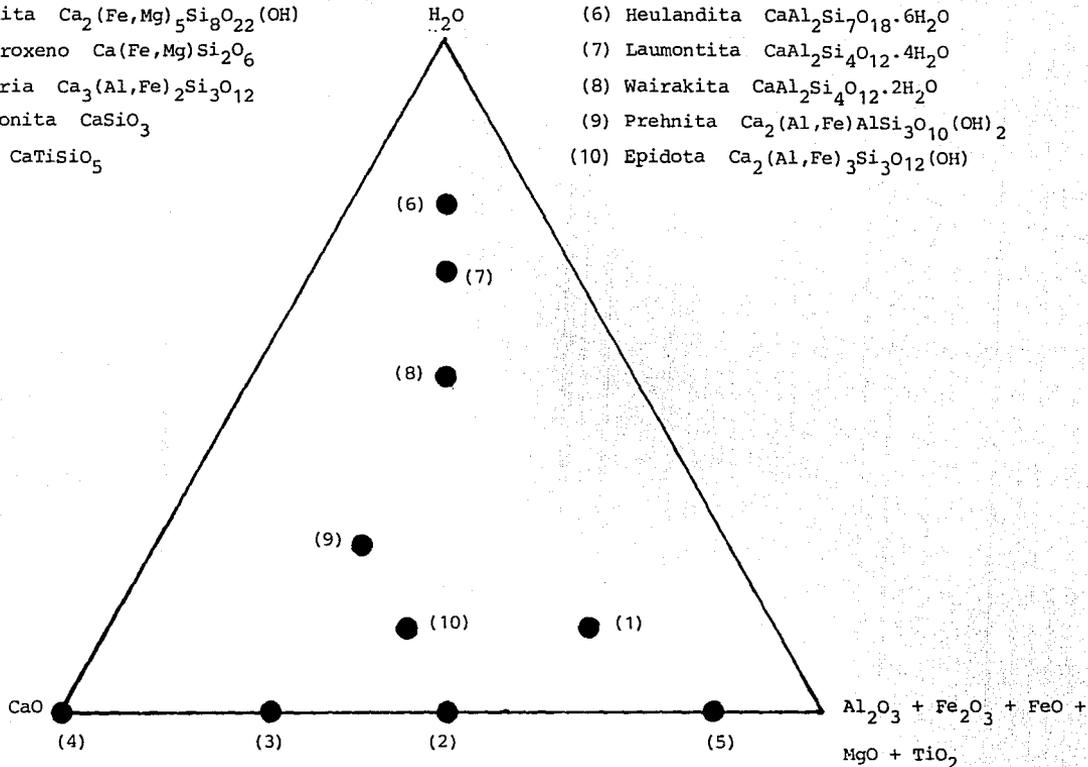


Fig.55 .- Diagrama ternario que muestra las composiciones estequiométricas (en % molar) de los minerales más comúnmente reportados en los campos geotérmicos en el sistema  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MnO-TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Tomado de Bird et al., 1984.

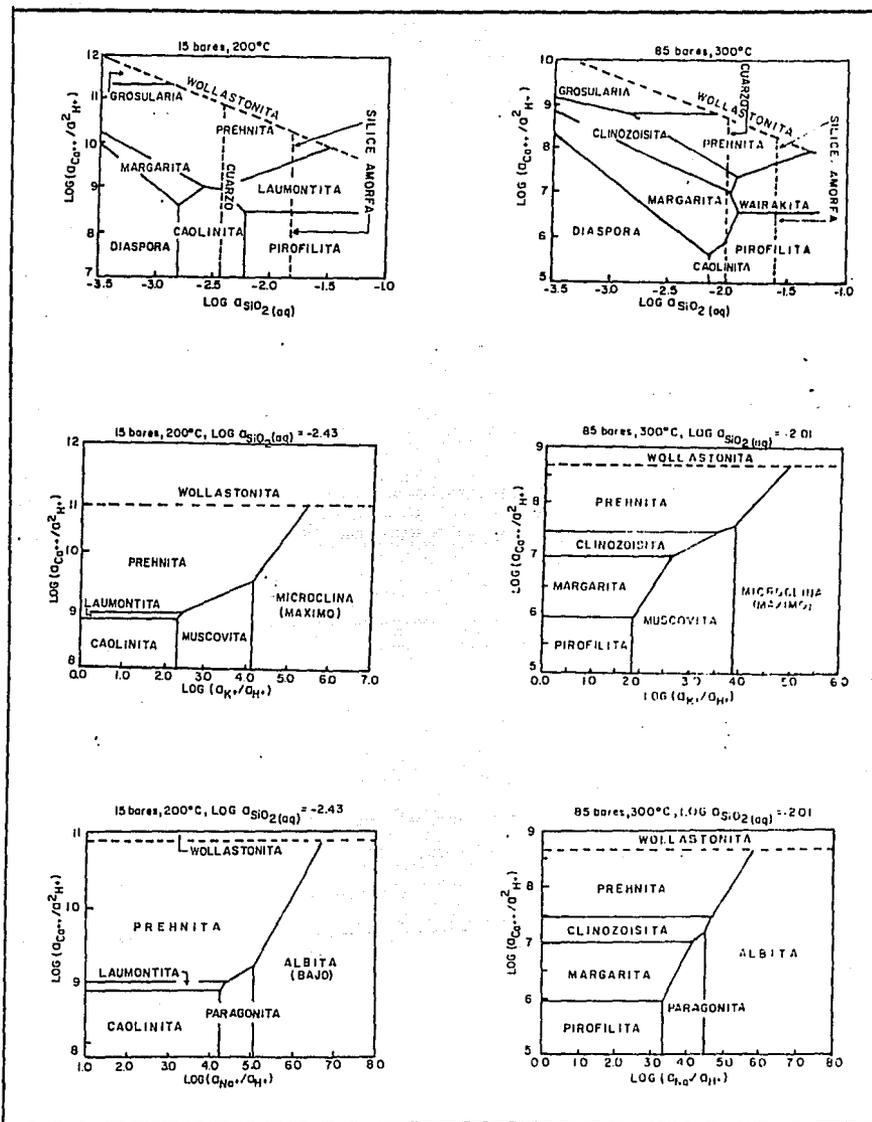


Fig. 56.- Diagramas de fase para el sistema  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (A y B),  $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (C y D), y  $\text{CaO-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (E y F), a temperaturas de 200° y 300°C y presiones correspondientes al equilibrio líquido-valor del agua donde la actividad del  $\text{H}_2\text{O} = 1$ . Tomado de Bird et al., 1984.

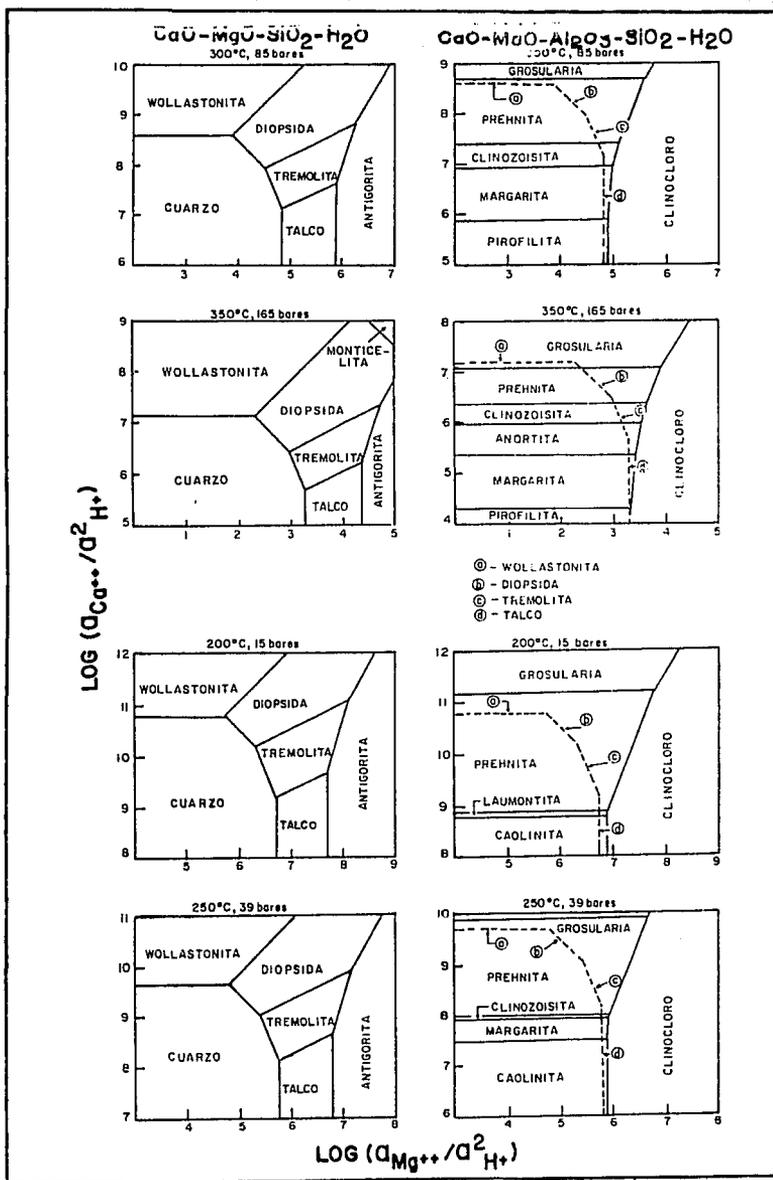


Fig. 57.- Diagramas de fase para el sistema CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (A, B, C y D) y el sistema CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (E, F, G y H) en términos de actividades logarítmicas a 200°, 250°, 300° y 350°C a presiones correspondientes a el equilibrio líquido-vapor del agua donde la actividad del agua es igual a 1. Tomado de Bird et al., 1984.

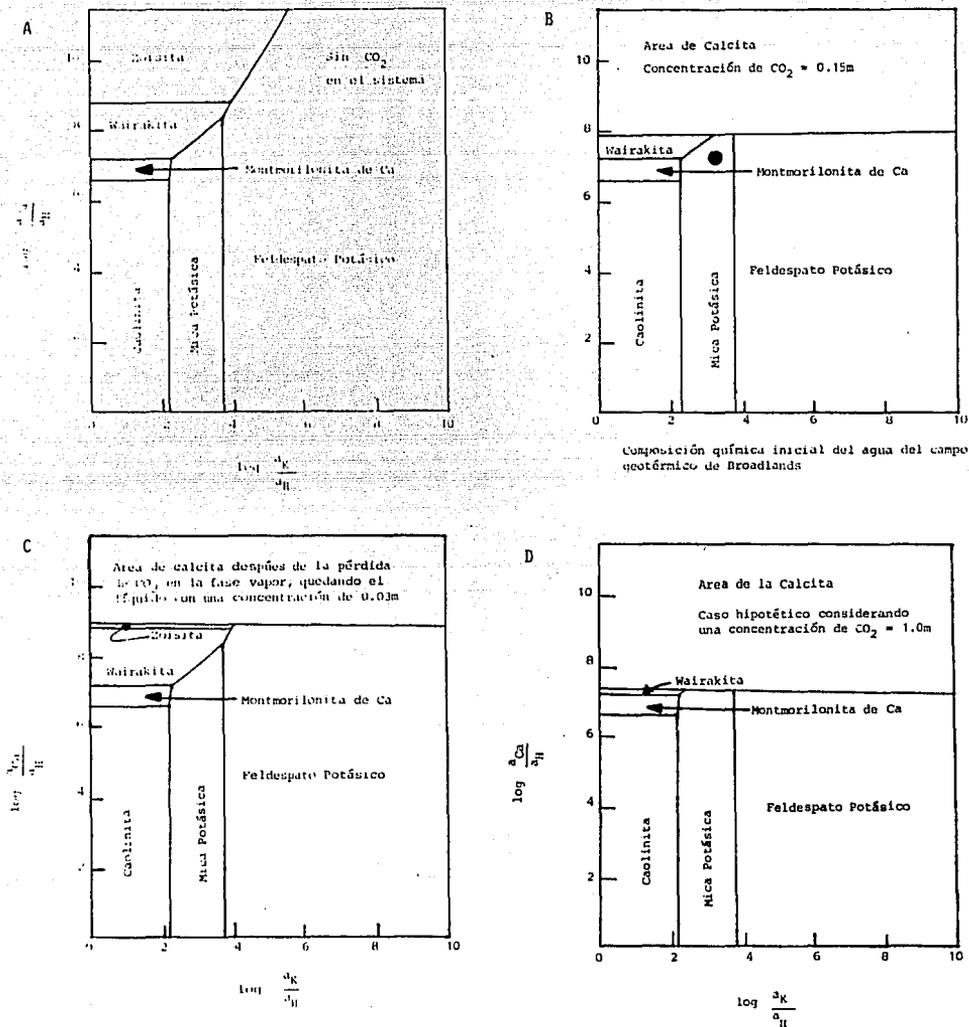
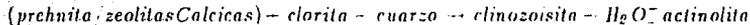


Fig. 58.- Diagramas de estabilidad para minerales de calcio y potasio a 260°C en términos de relaciones iónicas en solución y diversos valores molares de  $\text{CO}_2$ . Tomado de Browne y Ellis, 1970.

en la temperatura. Dentro de los minerales que se han considerado como típicos de la facies esquistos verdes (Winkler, 1979; Williams H., et al, 1955) la clorita, epidota y muscovita están presentes en paragénesis desde el metamorfismo de muy bajo grado (facies prehnita-pumpellyta); la albita (al menos en los cinco pozos de este estudio) no se presenta, mientras que la actinolita ocurre más bien cerca del límite entre las zonas de clorita y biotita y no es muy útil para definir el comienzo de la facies de esquistos verdes. Existe, sin embargo, otro mineral del grupo de las epidotas (clinozoisita) que ha sido considerado como mineral índice del cambio del metamorfismo de grado muy bajo al de grado bajo a bajas presiones y altas temperaturas.

La clinozoisita es una epidota pobre en  $Fe^{+3}$  y su formación se correlaciona más a un cierto intervalo de temperaturas progresivas equivalentes al intervalo de las facies esquistos verdes (Winkler, 1979). El campo de estabilidad de la clinozoisita puede verse en la figura 53 y existen diversas reacciones que inducen la formación de la misma considerando la presión existente. Para el caso de Los Azufres la formación de clinozoisita parece deberse a la reacción prehnita y o zeolitas de calcio con clorita y cuarzo (Winkler, 1979) que es estable a presiones menores de 2 Kb:



En las figuras 17 y 18 puede verse que existe una relación entre cada especie mineral del grupo de la epidota<sup>4</sup> con la profundidad y la temperatura. La epidota (pistachita) es la primera en formarse: al aumentar la profundidad y la temperatura aparece la clinozoisita; ellas coexisten en un amplio intervalo, pero a profundidad la clinozoisita parece ser que es la fase dominante. Este zoneamiento ha sido también observado por Bird, et al (1984) y Cavarreta, et al (1980) en diversos campos geotérmicos; por Winkler (1979); Raith M., (1976) y Broune E.H., (1967) en terrenos de metamorfismo regional progresivo, y por Holdaway M.J., (1972) en trabajos experimentales.

Análisis de microsonda (Cavarreta et al. 1980; Winkler, 1979, y Bird et al, 1984) han demostrado que la distribución espacial de las epidotas se debe a una sustitución iónica progresiva de  $Fe^{+3}$  por  $Al^{+3}$  conforme disminuye la temperatura, es por ello que la epidota-Fe (pistachita) es la primera en formarse, y conforme aumenta la profundidad y la temperatura los cristales van sufriendo un zoneamiento composicional desde el centro hasta el borde del cristal. En el campo de Larderello, Italia, estudios de microsonda indican que en los bordes existen altos porcentajes de pistachita (hasta un 30%) mientras que en el centro los cristales son más pobres

<sup>4</sup> El grupo de las epidotas incluye los minerales Epidota o Pistachita, Clinozoisita, Zoisita, Piedmontita, Allanita, Lawsonita y Pumpellyta (Kerr P.F., 1977), de los cuales solo se identificaron la epidota y la clinozoisita.

en  $Fe^{+3}$  y el  $Al^{+3}$  comienza a estar presente. Al aumentar la profundidad y la temperatura, la sustitución es cada vez menor hasta llegar a un punto en el cual todo el centro del cristal está dominado por iones de  $Al^{+3}$ , en este momento es cuando el cristal deja de ser epidota (pistachita) y pasa a ser clinzoisita (Cavarrca et al. 1980).

En este trabajo, pudo detectarse ópticamente este cambio composicional cuando se observó un cambio en el signo óptico y en la birrefringencia del mineral. Si el cristal tiene muy alta birrefringencia y un signo óptico negativo, el reemplazamiento de  $Fe^{-3}$  por  $Al^{+3}$  es muy importante, entonces se tiene un cristal de epidota (pistachita); pero cuando se observa una baja birrefringencia y ahora un signo óptico positivo, el cristal deja de ser epidota y se transforma en clinzoisita. La amplia zona de coexistencia de clinzoisita y epidota mostrada en las figuras 17 y 18, y aquella encontrada por Torres (1988) en la zona norte del campo, indica que la transformación de un mineral a otro es transicional, de modo que el paso del metamorfismo de muy bajo grado (burial) al de bajo grado (regional progresivo) es también transicional, sin embargo, es claro que está marcado por la aparición de la clinzoisita. Según Raith M., (1976) el zoneamiento composicional en los cristales de las epidotas provocado por la sustitución de  $Fe^{+3}$  por  $Al^{+3}$  al disminuir la temperatura, existe principalmente en zonas de bajo grado de metamorfismo, pero disminuye notoriamente al aumentar el grado metamórfico. Según esto, y con base en el comportamiento observado, es de esperarse que en zonas donde existen facies de epidota-anfibolita (tabla II), la pistachita será mucho menor que la clinzoisita, y ésta última coexistirá a su vez con otros silicatos aluminicos pobres o carentes de  $Fe^{+3}$ . En la tabla II se muestra que esta zona no ha sido todavía alcanzada aún con los pozos más profundos.

Holdaway M.J., (1972) y Liou G.J., (1972) han demostrado que la sustitución de  $Fe^{+3}$  por  $Al^{+3}$  en las epidotas al disminuir la temperatura está en función de la  $f_{O_2}$  en ambientes metamórficos. Es muy probable que el principal aporte de Fe al sistema es a través de la lixiviación de la roca encajonante, y que la cantidad de iones ferrosos  $Fe^{+2}$  y de iones férricos  $Fe^{-3}$  en la solución, así como la actividad de uno u otro dependerá de si el sistema es reductor u oxidante/semioxidante. Si se analizan cuidadosamente las figuras 29 (hematita) y 19 (epidota), se puede ver que la zona de epidota (pistachita) se traslapa con las ocurrencias más profundas de hematita ( $Fe_2^{III}O_3$ ) la cual necesita para su formación condiciones oxidantes o cuando menos semioxidantes (González S., 1987) donde la  $f_{O_2}$  es mayor que la  $f_s$ . Esto indica que la  $a_{Fe^{-3}}$  aumenta conforme se incrementa la  $f_{O_2}$  haciendo al medio más oxidante, y como la epidota (pistachita) contiene en su estructura Fe en su estado férrico  $Fe^{-3}$ , ésta precipita bajo condiciones oxidantes llegando a ser aluminica cuando decrece la  $f_{O_2}$ , ya que la relación  $Fe^{-3} / (Fe^{-3} + Al^{+3})$  en las epidotas varía en función de la  $f_{O_2}$  (Liou G., 1972; Strens R.G., 1965; Keith T.E., et al., 1968).

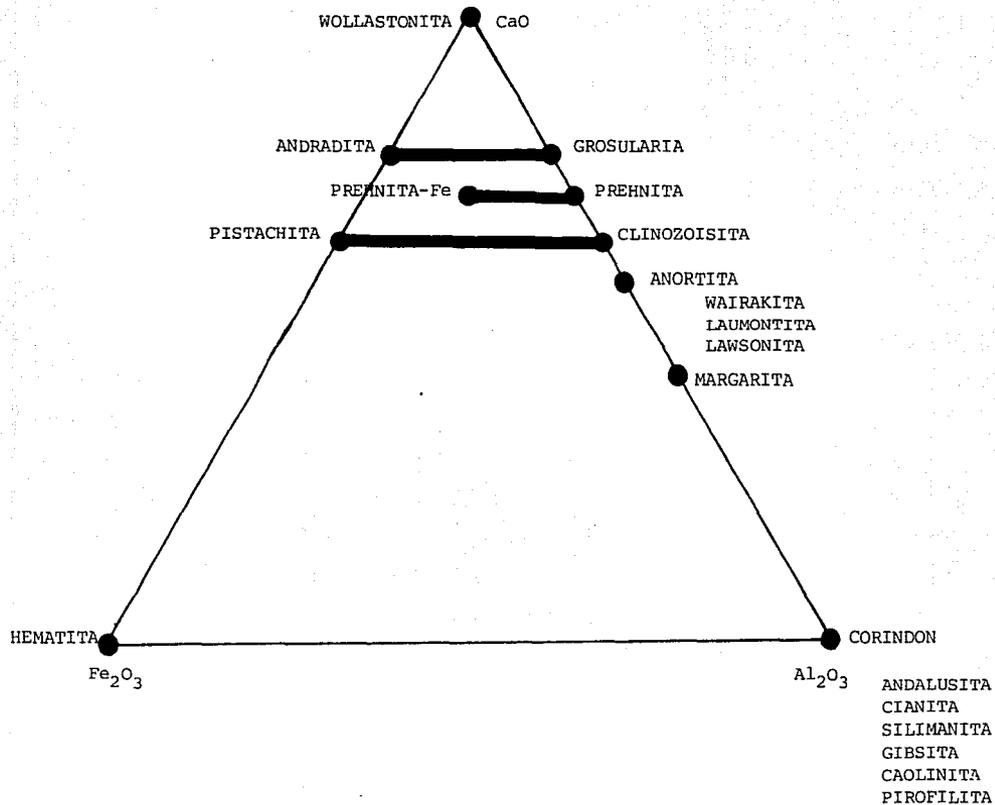


Fig. 59.- Diagrama ternario que muestra las composiciones de los minerales (en % molar) en el sistema  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . Los círculos negros representan los minerales estequiométricos, y las barras representan la extensión de la sustitución iónica de Fe por Al en paraénesis naturales. Tomado de Bird Y Helgeson, 1980.

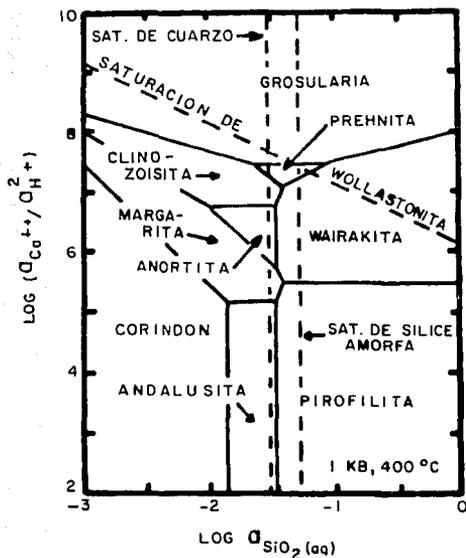


Fig. 60.- Relaciones de fase en el sistema  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-HCl-H}_2\text{O}$  para una  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  como una función del  $\log (a_{\text{Ca}^{++}}/a_{\text{H}^+})$  y  $\log a_{\text{SiO}_2}$  en la fase acuosa a 1kb y 400°C. Tomado de Bird y Helgeson, 1981.

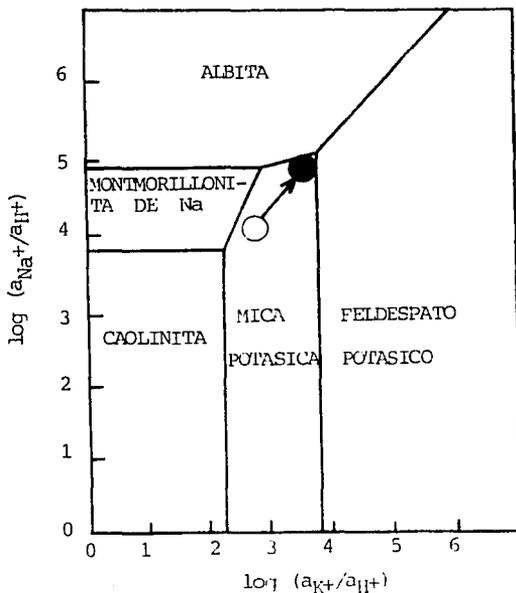


Fig. 61.- Diagrama de estabilidad mineral para minerales de sodio y potasio a 260°C en términos de relaciones iónicas en la solución. Tomado de Browne y Ellis, 1970.

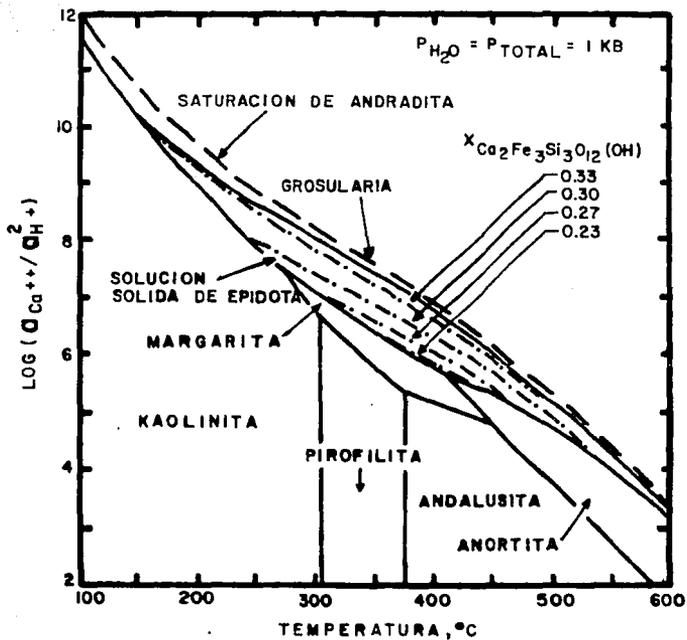


Fig. 62.- Relaciones de fase en el sistema  $CaO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-HCl-H_2O$  en presencia de cuarzo, hematita y una solución acuosa en la cual la  $a_{H_2O} = 1$  como una función de la temperatura y del  $\log (a_{Ca^{++}}/a_{H^+})$  en la fase acuosa a 1kb de presión. Tomado de Bird y Helgeson, 1981.

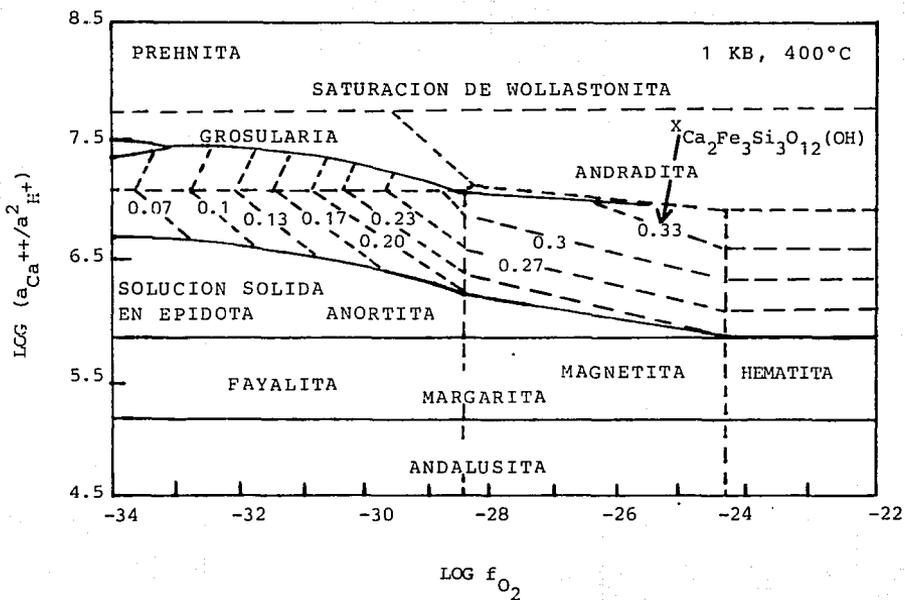
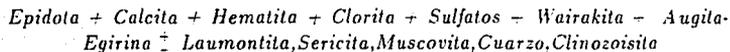


Fig. 63.- Relaciones de fase en el sistema  $\text{CaO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-HCl-H}_2\text{O}$  en presencia de cuarzo y otros minerales del subsistema  $\text{CaO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  (líneas punteadas) como una función de  $\log f_{\text{O}_2}$  y  $\log (a_{\text{Ca}^{++}}/a_{\text{H}^+})$  en una solución acuosa a 400°C , 1Kb y  $a_{\text{H}_2\text{O}} \neq 1$ . Tomado de Bird y Helgeson, 1981.

Existen otras observaciones petrográficas convenientes de señalar. En la *tabla II* (y si se comparan además las *figuras 17 y 18* con las *figuras 23 y 24*), puede verse que existe una relación inversa entre las concentraciones de calcita y epidota. La calcita a bajas profundidades predomina sobre la epidota y conforme se profundiza, la epidota y/o clinozoisita predominan sobre la calcita. Existe una zona transicional que corresponde a la representada por la paragénesis



en donde las concentraciones de epidota y calcita son casi iguales y ambas son en conjunto mucho mayores que el resto de los minerales que las acompañan. Esta paragénesis marca también el comienzo de la transición epidota-clinozoisita, de modo que la zona calcita = epidota, en primer lugar refuerza la ubicación del límite entre las facies prehnita-pumpellyita / facies esquistos verdes, y por otro lado, demuestra la temperatura de solubilidad de la calcita. Si se considera que tanto la calcita como la epidota y clinozoisita son minerales de calcio, es obvio que la  $a_{Ca}$  sigue predominando a profundidad, entonces la  $a_{CO_2}$  y la temperatura son los factores que controlan la precipitación de esos minerales. Se ha demostrado (Reed y Speyer, 1985) que a una baja actividad de  $CO_2$  y alta temperatura, precipita epidota y no calcita; pero con una actividad de  $CO_2$  alta y no tan alta temperatura, precipita calcita y la epidota está subordinada.

**Conclusión.-** El metamorfismo hidrotermal y el clásico metamorfismo regional difieren básicamente en la presión: mientras que en el metamorfismo hidrotermal las presiones son menores de 200 bares, en el metamorfismo regional las presiones son mayores de 1 kb. Existen, sin embargo ciertas similitudes que permiten hacer comparaciones con un buen grado de certidumbre. Hay que hacer notar también que en el metamorfismo regional los factores que gobiernan la formación de las fases minerales son la presión y la temperatura, mientras que en el metamorfismo hidrotermal son la temperatura y el fluido caliente, siendo la presión un factor secundario. El fluido hidrotermal deposita minerales a muy bajas temperaturas, ello provoca que la facies zeolita comience aproximadamente desde los  $60^\circ C - 70^\circ C$ , que son las temperaturas medidas en las manifestaciones termales en superficie; mientras que en un clásico proceso metamórfico, la facies zeolita comienza a partir de los  $200^\circ C$  (*figura 53*).

Se demostró que el estudio del metamorfismo hidrotermal en áreas geotérmicas provee información útil en los procesos de interacción agua-roca. Se construyó una tabla en donde se representan todas las paragénesis encontradas en función de la temperatura. En ella se demuestra, por ejemplo, cómo la wairakita es un mineral mejormente distribuido en áreas geotérmicas, y que junto con la laumontita mues-

tran un traslape muy importante con la facies esquistos verdes. También se demostró que en Los Azufres rigurosamente no existe una típica facies de prehnita-pumpellyta, sin embargo, existen asociaciones mineralógicas que constituyen una facies de baja presión equivalente a la facies prehnita-pumpellyta. Prácticamente el campo Los Azufres está perforado hasta la facies de esquistos verdes y las paragénesis encontradas corresponden a la zona de la clorita, excepto en los pozos más profundos (Az-29, Az-44 y Az-47) en donde las asociaciones mineralógicas encontradas (Viggiano C., 1987), corresponden ya a la zona de biotita. La no ocurrencia de andesina o cualquier otra plagioclasa cálcica + Hornblenda hidrotermales permiten concluir que el sistema Los Azufres, hasta las máximas profundidades perforadas (-700 m bajo el nivel del mar), no llega al metamorfismo de grado medio (Winkler, 1979), es decir, no llega a la facies de epidota-anfibolita y/o facies anfibolita (Miyashiro, 1973; Turner y Verhoogen, 1963). Por otro lado, en la tabla II se puede observar que la zona de ebullición comienza en la parte superior de la facies esquistos verdes. Las zonas productoras del campo generalmente están acompañadas de epidota y se ubican espacialmente dentro de la facies prehnita-pumpellyta y parte superior de esquistos, verdes. La mayoría de los pozos productores del Módulo Tejamaniles se ubican por encima de la zona de ebullición, mientras que en el Módulo Marítimo, muchos de ellos producen en zona de líquido dominante. Los pozos profundos que han alcanzado las zonas de actinolita-tremolita, biotita, granate y diopsida, tienen muy bajas producciones o son totalmente improductivos por lo que se ha estimado que el yacimiento explotable está inmediatamente debajo de la primera aparición de epidota hasta la primera aparición de anfibol hidrotermal (Viggiano C., 1987).

## 6.2 Físico-Química del Sistema Hidrotermal

Los estudios petrográficos, minerográficos y de rayos X han demostrado que existen a distintas profundidades, diferentes asociaciones minerales que sugieren una evolución espacial del fluido hidrotermal. Es obvio que al interactuar el fluido y la roca, ambos cambiarán su composición original y entre más tiempo dure la reacción, mayor será la diferencia entre la composición inicial y final de ambos materiales, de este modo el fluido también tendrá una evolución temporal. Numerosos trabajos experimentales y de campo han sugerido que aparte de las evidencias petrográficas existen también buenas razones químicas para esperar una relación entre la mineralogía de alteración hidrotermal con respecto a temperatura-profundidad y la composición química del fluido hidrotermal.

Para comprender la relación que guarda la composición química del fluido con la mineralogía de alteración hidrotermal en un momento determinado en la vida del sistema se usan los diagramas de estabilidad. Estos diagramas se contruyen para cada sistema en particular usando sus propios datos petrográficos, de concentraciones

iónicas observadas en el fluido, de mediciones de presión, temperatura y profundidad, de formulas teóricas de cada mineral, así como las reacciones químicas que favorecen su formación, y las fugacidades y actividades de ciertas especies químicas del sistema (Broune y Ellis, 1970; Browne, 1970, 1978, 1984). Estos diagramas son de suma importancia ya que permiten conocer los campos de estabilidad de las distintas especies minerales, así como detectar bajo qué condiciones termodinámicas (presión, temperatura, composición del fluido, pH, fugacidad ( $f$ ), actividad ( $a$ ), etc), el líquido y los minerales están en equilibrio, del mismo modo, ayudan a comprender porqué existe diferente mineralogía a distintos niveles y posiciones del campo.

Los resultados petrográficos de este estudio se suman a los obtenidos recientemente por Viggiano (1987); Robles (1987); González S., (1987) y Torres (1988), en otros sectores del campo, haciendo un conjunto de datos bastante completo, que junto con la gran cantidad de análisis químicos del fluido (Nieva et al, 1987) y con las temperaturas obtenidas por inclusiones fluidas, permitirán en el futuro construir diagramas de actividad para el sistema de Los Azufres.

En este apartado se discutirán brevemente algunos trabajos experimentales de Bird y Helgeson, (1980, 1981); Giggenbach, (1981); Helgeson et al, (1978); y Bird et al. (1984); y un caso práctico de Browne y Ellis (1970) que ayudarán a comprender la gran importancia de los diagramas de actividad, así como tratar de inferir la magnitud de las variables termodinámicas en el campo geotérmico de Los Azufres.

Como se vio en el capítulo III, el principal grupo de minerales hidrotermales observado en Los Azufres es el grupo de los calcosilicatos. Entre ellos se encuentran las zeolitas, las epidotas, los piroxenos y los anfíboles; todos ellos pertenecen al sistema  $CaO-FeO-MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-H_2O$ . Existen otros minerales de este mismo sistema que fueron encontrados en otros pozos del campo, ellos son, la esfena, el granate y la prehnita (Torres A., 1988; Viggiano C., 1987). Diversos trabajos concernientes al estudio y comprensión de este sistema han sido afectados desde hace ya varios años (Browne 1984) debido a que los minerales que involucran están prácticamente distribuidos en todos los campos geotérmicos del mundo, independientemente del tipo de roca, ya que los hay desde rocas volcánicas silíceas, intermedias y básicas; hasta rocas sedimentarias clásticas y rocas de metamorfismo regional de alto y bajo grado (Bird et al, 1984; Cavarreta et al, 1980).

En la figura 55 se muestra la ubicación espacial de los calcosilicatos dentro de un diagrama ternario de composición en el sistema  $CaO-FeO-MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-H_2O$ . Una característica general observada en muchos campos geotérmicos es encontrar calcosilicatos ricos en moléculas de  $H_2O$  a profundidades someras y bajas temperaturas (parte media y superior del diagrama de la figura 55), mientras que los silicatos pobres en moléculas de  $H_2O$  y/o anhídros, (parte inferior de la figura 55) se ubican en las zonas más profundas a temperaturas altas.

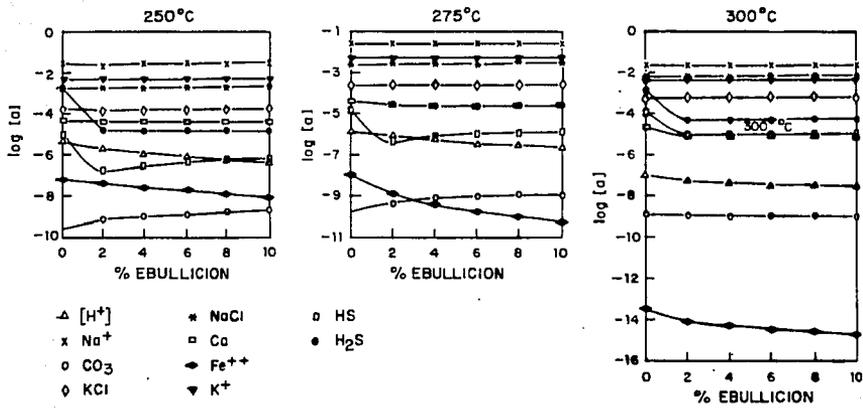


Fig. 64.- Perfil de actividades de especies en equilibrio en la fase líquida del yacimiento, considerando diferentes tasas de ebullición a temperaturas de 250°C, 275°C y 300°C.  
Tomado de González P. et al., 1987.

SISTEMA CERRADO-ISOTERMAL

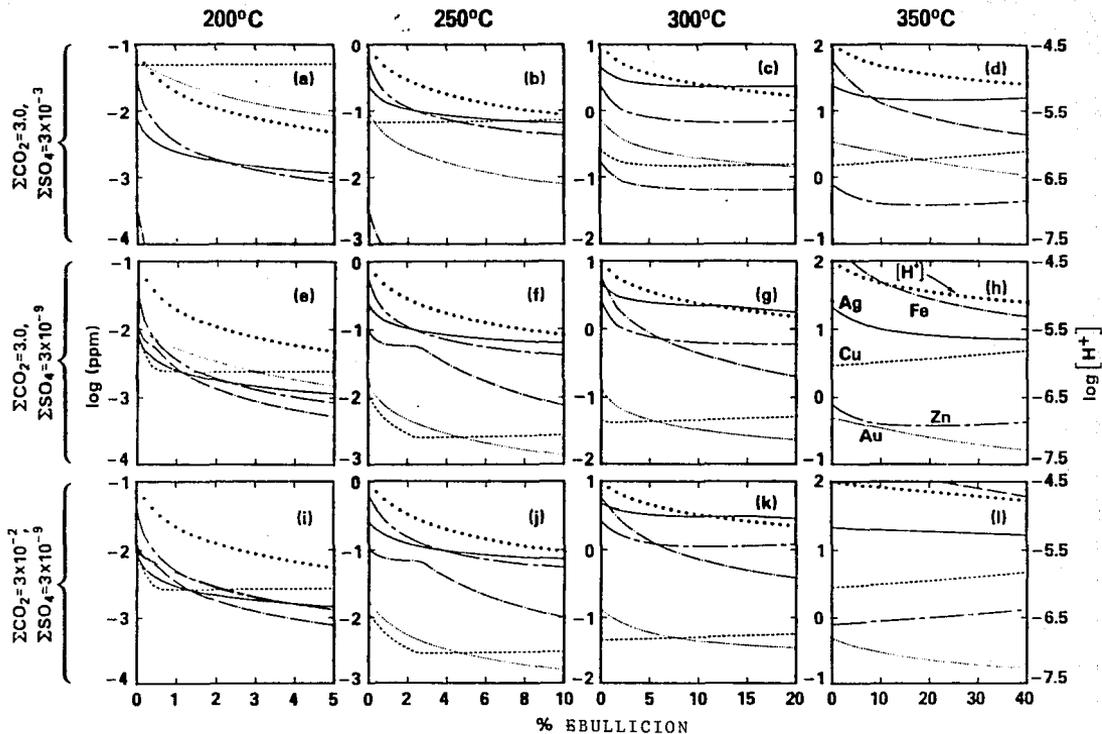


Fig. 65.- Perfiles de concentraciones de hidrogeno y diversos metales en un sistema isoterma-cerrado en ebullición. Tomado de Drummond y Ohmoto, 1985.

En la construcción de los diagramas de actividad, este sistema puede ser dividido en varios subsistemas como son el subsistema  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ ; el subsistema  $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$ ; el subsistema  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ ; y el subsistema  $CaO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Si se considera que existen además otros componentes químicos en el sistema hidrotermal, es posible generar otros sistemas que involucren tales elementos. Algunos de estos sistemas son por ejemplo  $K_2O-Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HCl$ ;  $Na_2O-K_2O-CaO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HCl-CO_2$ ;  $CaO-Na_2O-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ ;  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HCl-CO_2$ , etc. de los cuales a su vez pueden generar diversos subsistemas (Bird y Helgeson, 1981; Bird et al. 1984). Todo esto indica que se pueden generar diversos diagramas de actividad usando diferentes combinaciones de cationes y aniones según se requieran para representar la composición química de los minerales a estudiar.

Las figuras 56, 57 y 58 muestran algunos diagramas de actividad de diversos sistemas químicos construidos por Bird et al (1984) y Browne y Ellis (1970). Estos diagramas se graficaron usando las relaciones de actividad de ciertos iones a una temperatura definida, considerando un exceso de  $SiO_2$  y que los minerales tienen una composición pura o ideal (composición estequiométrica). En los diagramas A y B de la figura 56 puede verse el importante papel que juega el  $SiO_{2aq}$  en la fase fluida ya que a un valor constante de  $a_{Ca}$  la ocurrencia de una u otra fase mineral dependerá de la concentración de  $SiO_{2aq}$ . Así mismo, al aumentar la temperatura, el valor del  $\log(a_{Ca^{++}}/a_{H^+}^2)$  desciende para cualquier campo de estabilidad mineral. En los diagramas C, D, E y F se muestran las relaciones de fase entre los minerales del sistema  $K_2O-Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HCl$ . Algunos detalles de estos diagramas son los siguientes: Al aumentar la temperatura, los valores de  $a_{Ca}$  disminuyen para todos los distintos campos de estabilidad mineralógicos, al igual que el caso anterior: la laumontita y caolinita que son estables a 200°C, desaparecen al aumentar la presión y la temperatura, dando lugar a la formación de clinzoisita, margarita y piroflita. La albita, por ejemplo, aún cuando aumente la presión y temperatura, y disminuya la  $a_{Ca}$ , su presencia indica valores de  $\log(a_{Na^+}/a_{H^+})$  mayores a 5.0: algo muy similar ocurre con la prehnita. La asociación albita-prehnita puede verse que es estable únicamente para valores de  $\log(a_{Na^+}/a_{H^+})$  de 4.8 a 5.9. La no ocurrencia de albita y la presencia de clinzoisita en la zona sur del campo Los Azufres, así como de la asociación prehnita + clinzoisita en la zona norte del mismo, indican que la actividad del Na a 300°C y 85 bares de presión es menor de 4.5 en términos de  $\log(a_{Na^+}/a_{H^+})$ , mientras que la  $a_{Ca}$  pudiera estimarse para la zona sur de 7.0 a 7.5, y para la zona norte de 7.0 hasta 8.0 aproximadamente (figura 56F) a 300°C y 85 bares de presión.

En un diagrama de actividad puede representarse además de las fases mineralógicas, la composición química del fluido hidrotermal y ver como su evolución espacio-temporal se ve reflejada en las fases mineralógicas del diagrama. Este caso está representado en la figura 58 la cual corresponde a diagramas de actividad para el

campo geotérmico de Bradlands, Nueva Zelanda, construidos por *Browne y Ellis (1970)* usando en primer lugar, datos reales de petrografía y composición química, omitiendo la sustitución iónica en los minerales hidrotermales; y en segundo lugar, los resultados experimentales de *Hemley y Jones (1964)*. En este diagrama resalta a primera vista el gran efecto que tiene el  $CO_2$  en los campos de estabilidad de ciertas especies mineralógicas. Estos diagramas pertenecen al sistema  $CaO-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Los diagramas A y D son casos hipotéticos considerando en A que no existe  $CO_2$  y en D que su concentración es de 1.0 m. Bajo estas condiciones, la zoisita y wairakita son fases estables a  $260^\circ C$  y no coexisten con calcita, mientras que en D, la alta concentración de  $CO_2$  impide que se forme la zoisita, mientras que la wairakita es restringida a un intervalo pequeñísimo de valores de  $a_{Ca}$ . El diagrama B involucra ya la cantidad de  $CO_2$  (0.15 m) disuelto en la fase fluida; el círculo negro ubica espacialmente en el diagrama la composición química del fluido geotérmico. Bajo una concentración molar de  $CO_2 = 0.15$ , la zoisita no puede formarse, la wairakita ve reducido su campo de estabilidad prácticamente a la mitad, y aunque la calcita aparentemente tiene un campo de estabilidad muy amplio, bajo las condiciones representadas en este diagrama, no está presente como una fase sólida. Al existir una evolución espacial del fluido (diagrama C), éste pierde  $CO_2$  a causa que el sistema entra en ebullición. Con la exsolución de gases y vapores, la concentración de  $CO_2$  disminuye a 0.03 m. Esto trae como consecuencia que la calcita precipite notoriamente y la zoisita puede estar presente en estas condiciones pero restringida a un rango de valores de  $a_{Ca}$  muy pequeños. El fluido que originalmente estaba muy cerca del equilibrio con mica potásica (illita o muscovita o sericita), feldespato potásico (adularia) y wairakita, evoluciona coexistiendo ahora en equilibrio con feldespato potásico y calcita, la cual precipita a expensas de la zoisita y wairakita durante la separación de vapor.

Hay que recalcar, sin embargo, que estos diagramas están construidos considerando una composición pura o ideal (composición estequiométrica, figura 55) descartando variaciones composicionales (soluciones sólidas, figura 59) en las distintas series mineralógicas (por ejemplo las series *epidota-clinozoisita*: *augita-egirina*; *grosularia-andradita*; *prehnita-prehnita férrica*; *albita-anortita*; *picmontita-allanita*; *analcima-wairakita*; *actinolita-tremolita*; etc.). El considerar las variaciones composicionales en la construcción de diagramas de estabilidad es de suma importancia y esto puede ejemplificarse de la siguiente manera. En la figura 56D puede observarse que la asociación *clinozoisita - feldespato potásico - cuarzo + sol. ag.* no puede existir a  $300^\circ C$  y 85 bares de presión. *Bird et al (1984)* han observado que dicha asociación solo puede ser estable a temperaturas mayores de  $320^\circ C$ , considerando que la clinozoisita y el feldespato potásico tienen composiciones puras. En este trabajo se observó la misma asociación a temperaturas menores de  $300^\circ C$ . Previamente en la sección 6.1 se explicó como la temperatura de formación de una asociación mineralógica depende de las variaciones composicionales (sustitución de unos iones por

otros) de las fases minerales que contenga, de tal manera que la ocurrencia de la paragénesis *clinozoisita + feldespato potásico + cuarzo + sol. ag.* a temperaturas menores de 300°C se debe a la sustitución iónica de  $Fe^{+3}$  por  $Al^{+3}$  en la solución sólida epidota-clinozoisita que disminuye notablemente la mínima temperatura del campo de estabilidad epidota/clinozoisita-feldespato potásico (Bird et al, 1984). Algo similar puede ser inferido de la asociación *actinolita-tremolita + augita + clinozoisita/epidota + cuarzo* observada al fondo del pozo Az-25 (figuras 17, 41, tabla II, y anexos). Datos experimentales sugieren temperaturas de formación mayores de 300°C (Bird et al, 1984) para esta paragénesis, sin embargo las temperaturas obtenidas por inclusiones fluidas en cuarzo y epidota indican 270°C (figura 38) al fondo del pozo, lo que sugiere importantes sustituciones entre los iones  $Fe^{+3}$  y  $Al^{+3}$  en las epidotas y de  $Mg^{+2}$  y  $Fe^{+2}$  en los clinopiroxenos cuando coexisten con los anfíboles. La actividad del  $Mg^{+2}$  a profundidad parece aumentar según se muestra en las figuras 19 y 20, donde el clinocloro y/o proclorita son las fases dominantes. La ocurrencia puntual del talco y antigorita (figuras 43 y 44) marca las zonas de máxima  $a_{Mg}$  (figura 57). Si a profundidad la concentración del  $Mg^{+2}$  es mayor que la del  $Fe^{+2}$  es probable que el anfíbol de la serie actinolita-tremolita encontrado al fondo del pozo Az-25 tenga una composición más cercana a  $Ca_2Mg_5Si_4O_{22}(OH)_2$  (tremolita) y por consecuencia la augita será magnesífera:

$Ca(Mg, Fe^{+2}, Al)(Si, Al)_2O_6$ , donde el  $Mg > Fe$ .

Otro ejemplo puede verse en la figura 60 en donde la wairakita pura no puede coexistir con una solución acuosa a 1Kb y 400°C. Si se considera una sustitución de  $Na^+$  por  $Ca^{++}$  en la magnitud  $a_{NaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O} \approx 0.7$  (Bird y Helgeson, 1981), la wairakita aumenta su campo de estabilidad lo suficiente como para ser compatible con una solución acuosa que contenga  $SiO_2$  en solución.

Las figuras 62 y 63 muestran diagramas de actividad construidos considerando ya las variaciones composicionales en las epidotas. En la figura 62 se muestra el comportamiento de las soluciones sólidas en la epidota como función de la temperatura, la  $a_{Ca}$  y la  $f_{O_2}$ . Puede observarse que la variación composicional en la serie epidota-clinozoisita se ve favorecida por un aumento en la temperatura y una disminución en la  $a_{Ca}$ , ocurriendo las mayores concentraciones de moléculas de pistachita ( $Ca_2Fe_3Si_3O_{12}(OH) = 0.33$ ) a temperaturas mayores a los 410°C con una rápida disminución en la  $a_{Ca}$ , y a temperaturas < de 400°C las concentraciones de  $Ca_2Fe_3Si_3O_{12}(OH)$  en la epidota tienden a disminuir con un rango de valores de  $a_{Ca}$  menos variable.

La figura 63 demuestra cómo la concentración de moléculas de pistachita disminuye en una solución sólida de epidota a medida que la  $f_{O_2}$  también disminuye a una temperatura de 400°C, 1 Kb de presión y una  $a_{H_2O} \approx 1$ .

Estas últimas figuras demuestran que en la construcción de diagramas de actividad es necesario tomar en cuenta las variaciones composicionales en las fases minerales.

debido a que ellas son reflejo de ciertas variables termodinámicas que interactúan en el sistema y cuya magnitud determinará en que grado ocurrirán dichas sustituciones iónicas que generan a su vez soluciones sólidas entre dos fases mineralógicas. Por otro lado, todos los comentarios de este apartado llevan como fin demostrar que tan necesarios son los diagramas de actividad para comprender las relaciones de equilibrio de las fases mineralógicas entre ellas mismas, y entre el fluido hidrotermal que las acompaña.

### 6.3 Características y consecuencias de la ebullición

En el capítulo V se describió ampliamente el fenómeno de la ebullición y se enfatizó el importante papel que juega en la separación de gases a partir de una fase líquida inicial, así como en el aumento de concentración en el fluido residual. En este apartado se discutirán más a fondo éstas y otras particularidades del fenómeno, así como su marcada influencia tanto en el control químico del fluido, como en la depositación mineral.

*Características de la Ebullición.*- En los sistemas hidrotermales es común que su parte más profunda este compuesta por una solución monofásica lo cual significa que presentan únicamente una fase líquida homogénea, que aparte de tener en solución componentes químicos, como el  $\text{SiO}_2$ , que normalmente son acuosos, tienen también especies volátiles disueltas en la fase fluida, como el  $\text{CO}_2$ . Dado que un sistema hidrotermal es dinámico, está continuamente en movimiento, desplazando los fluidos a través de las zonas permeables de las rocas. Como es lógico, estos sistemas están bajo una presión hidrostática importante. Cuando el sistema hidrotermal se presenta en fase líquida, existe un equilibrio entre la presión del fluido (presión de empuje) y la presión confinante (presión hidrostática). Sin embargo el fluido no puede permanecer estático por mucho tiempo dadas sus características genéticas. En algunos sitios esta dinámica del fluido puede provocar fracturamiento hidráulico (Broune, 1984) cuya importancia dependerá de la competencia de la roca. Si se suma este factor al hecho de que los sistemas hidrotermales actuales (campos geotérmicos) están espacialmente asociados a zonas tectónicamente activas (Henley, 1985; Henley y Ellis, 1983), en donde las rocas generalmente están fracturadas y falladas, es muy probable que el fluido, en su paso ascendente hacia niveles estratigráficos superiores, encuentre sorpresivamente una ligera disminución en la presión hidrostática (Reed y Spycher, 1985) causado por todas esas estructuras que en muchos casos favorece la comunicación del fluido hidrotermal hacia el exterior (manifestaciones termales). Al momento en que la presión del fluido excede ligeramente la presión hidrostática, el fluido entra en ebullición provocando que las especies volátiles originalmente disueltas en el líquido tiendan a separarse en una

fase vapor donde el vapor de agua es realmente abundante. Así pues, una vez que ha ocurrido la ebullición, el sistema puede evolucionar como un sistema cerrado o como un sistema abierto (*Drummond y Ohmoto, 1985*). En el primer caso el líquido es vaporizado en condiciones tales, que la masa no escapa del sistema y todo el vapor producido está en equilibrio con el líquido residual. En el segundo caso, el sistema está totalmente abierto al escape de masa, de manera que el vapor separado a partir del fluido inicial es inmediatamente removido no existiendo interacción entre el vapor y el líquido residual; de este modo, el vapor no está necesariamente en equilibrio con el fluido remanente como en los sistemas cerrados. Por otro lado, es más fácil que un sistema abierto cambie apreciablemente la composición química del fluido inicial que un sistema estrictamente cerrado.

De acuerdo a lo anteriormente expuesto, el campo geotérmico de Los Azufres no es un sistema cerrado en rigor, puesto que aún antes de la explotación del campo existía escape de masa a través de las fallas y fracturas. No obstante, cuando se comenzó a perforar el campo, se observó la existencia de numerosos casquetes de vapor en las partes más someras de éste (*Quijano, 1983*), lo que indica que la cantidad de masa perdida a través de las manifestaciones termales es mínima comparada con la cantidad de vapor que genera el sistema y que es concentrado en los niveles superiores del yacimiento; de este modo, el campo de Los Azufres puede considerarse un sistema que semeja más un sistema cerrado que un sistema abierto. Por otro lado, una vez que el campo entró en explotación, muchos pozos productores son de mezcla (líquido + vapor), lo que sugiere que existe una amplia zona en el yacimiento en donde coexisten vapor y líquido, más aún, a lo largo de 10 años continuos de explotación, estas condiciones parecen no haber cambiado significativamente, por lo que aún sumando el escape de masa por explotación a la masa perdida por manifestaciones termales, el campo puede seguirse considerando como un sistema que tiende a ser cerrado.

En la *figura 40* se esquematizan la zona de líquido dominante y la zona de líquido + vapor. La zona de líquido dominante (etapa precoz del sistema) se ubica en las zonas profundas, mientras que la zona de líquido y vapor corresponde a la zona de ebullición en los niveles estratigráficos superiores. *Drummond y Ohmoto (1985)* han sugerido que dentro de la zona bifásica cuando el vapor separado y el líquido residual viajan juntos hacia zonas más superficiales a la misma o diferente velocidad, el vapor probablemente reacciona con el fluido y regresa por condensación a la fase líquida. Este fenómeno se debe a que en el vapor viajan componentes químicos extremadamente activos, como son  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $SO_4$  y  $H_2$ ; de este modo, es obvio que en la zona bifásica existe una íntima interacción entre el líquido y el vapor, y el conocer o estimar el grado de esta interacción permitirá saber cómo es la evolución del sistema hidrotermal cuando está en ebullición. Esta evolución está enfocada esencialmente a los cambios en el pH del fluido en vista de que es común que muchos

sistemas geotérmicos y sistemas hidrotermales fósiles experimenten un cambio en el pH cuando ocurre la ebullición volviéndose en términos generales, ligeramente alcalino. Ante estas situaciones debe mencionarse que existen dos tipos de reacciones que sirven para estabilizar el pH de la solución. El primer tipo de reacciones son aquellas que ocurren en la interacción vapor separado-líquido residual: mientras que el segundo tipo de reacciones son aquellas que ocurren en la interacción líquido residual-roca encajonante.

Ambos tipos de reacciones son de suma importancia, sin embargo es obvio que las primeras son mucho más rápidas que las segundas en vista de que la ebullición es un proceso mucho más rápido que la interacción agua-roca, de este modo, las reacciones que ocurren en la interacción líquido residual-vapor separado son definitivamente las que estabilizan el pH del fluido residual. Además de esto, los estudios experimentales de *Drummond y Ohmoto (1985)* demuestran que existen diversos factores que participan en el incremento del pH en la solución residual una vez que la ebullición ha comenzado, y que están directamente relacionados a la composición del líquido inicial. El aumento en el pH se debe a la disminución de  $H$  en el sistema al volatilizarse en la fase de vapor, quedando el fluido residual escaso en  $H$ , de este modo el líquido se hará cada vez más alcalino a medida que la ebullición vaya en aumento. Los resultados de estos autores indican que en el incremento del pH intervienen las concentraciones de  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$  y  $HSO_4^-$ . Cuando existen relaciones  $[CO_2] / [H^+]$  y  $[CO_2] / \sum [SO_4]$  altas en el fluido inicial, el pH cambiará notablemente; si por el contrario, estas relaciones son inicialmente muy bajas, el pH del fluido igualmente se incrementará, sin embargo el cambio no será apreciable. En otras palabras, soluciones con  $[CO_2] / [H^+]$  y  $[CO_2] / \sum [SO_4]$  serán ideales para cambiar significativamente el pH de la solución<sup>9</sup>.

Por otro lado, en soluciones con exceso de bases  $[OH^-]$ , el cambio en el  $\log [H^+]$  es proporcional al cambio en el  $\log [CO_2]$  durante la ebullición. Se dice que la solución tiene exceso de bases  $[OH^-]$  cuando el  $[H^+] < [HCO_3^-]$ ; pero cuando  $[H^+] > [HCO_3^-]$  la solución tiene exceso de acidez. A este respecto, las soluciones con exceso de acidez no pueden incrementar apreciablemente el pH de la solución final después que el escape de  $CO_2$  ha comenzado; al contrario, cuando la solución inicial tiene exceso de bases, el pH de la solución final se incrementará cuando se pierda el  $CO_2$  durante la ebullición, aún cuando la concentración de  $CO_2$  sea baja. Es muy común que en el líquido profundo exista  $H_2S$ ; si este componente se disocia según la reacción



justo en los niveles estratigráficos inmediatamente inferiores a la zona de ebullición,

9. DRUMMOND, D. y OHMOTO, H.

existirán importantes cantidades de  $HSO_4^-$  antes de que la separación de gases ocurra. de este modo, si el exceso de bases en el líquido inicial llega a ser menor a la concentración de  $HSO_4^-$  en estos niveles, el exceso de bases liberado en la ebullición será usado para transformar parte del  $HSO_4^-$  a  $SO_4^{2-}$ , provocando con esto que el incremento en el pH sea pequeño. En otras palabras, el exceso de bases en la solución inicial debe ser aproximadamente igual o más grande que el  $HSO_4^-$  para que el pH de la solución final se incremente significativamente. Finalmente, si la solución está saturada con calcita y o anhidrita, la relación  $[CO_2] / [H^+]^2$  será pequeña, por lo tanto el pH no se incrementará mucho; además las relaciones  $[CO_2] / [HCO_3^-]$  y  $[HSO_4^-] / [SO_4^{2-}]$  tenderán a ser estabilizadas con la presencia de estos dos minerales, ante ésta circunstancia, el pH igualmente no tendrá un apreciable incremento.

Todas estas restricciones, como se apuntó previamente, han sido recientemente demostradas por *Drummond y Ohmoto (1985)*, y cobran vital importancia en el campo de Los Azufres ya que la mineralogía de alteración indica que muchas de ellas están presentes en el campo geotérmico, controlando con ello la acidez o alcalinidad del líquido hidrotermal, así como las reacciones de oxidación-reducción en el sistema en general.

Por último, si se considera que la entalpía molal del  $H_2O$  en el vapor es más grande que en el líquido residual asociado: esta diferencia provoca un enfriamiento en la solución a medida que pierde  $H_2O$  en el vapor. Los gases que van asociados al  $H_2O$  vapor en la fase volátil tienen pequeñas entalpías de exsolución, por lo que al escaparse prácticamente no contribuyen en el enfriamiento de la solución, de modo que el sistema se enfría según sea la cantidad de vapor de agua desprendida.

Resumiendo, la ebullición es un proceso altamente dinámico que provoca cambios físicos y químicos en el sistema. Los principales cambios que este fenómeno suscita son:

1. Crecimiento en la tasa de vaporización
2. Separación de especies volátiles a partir de un líquido homogéneo inicial.
3. Aumento en la salinidad del líquido residual.
4. Aumento en el pH de líquido residual.
5. Ligero enfriamiento del líquido residual.
6. Hace el medio más oxidante debido a que a medida que se pierde  $H^+$ , la  $a_{O_2}$  va siendo cada vez más importante.

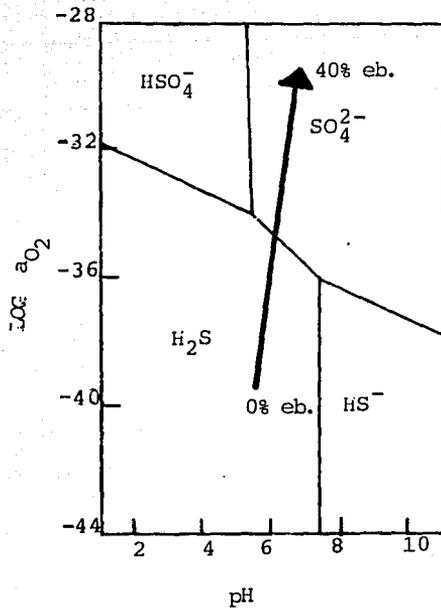


Fig. 66.- Diagrama característico de  $\log a_{O_2}$  VS pH a 250°C de las especies azufrosas donde se representan los puntos correspondientes a las tasas de ebullición calculadas por González P. et al, 1987. El diagrama de las especies azufrosas es tomado de Barton y Skyner, 1979.

valor del pH neutro	temperatura
7	25°C
6.12	100°C
5.69	200°C
5.5	250°C
5.5	300°C
5.75	350°C
6.2	400°C

Fuente: Crerar y Barnes, 1976;  
Barnes H.L., 1979.

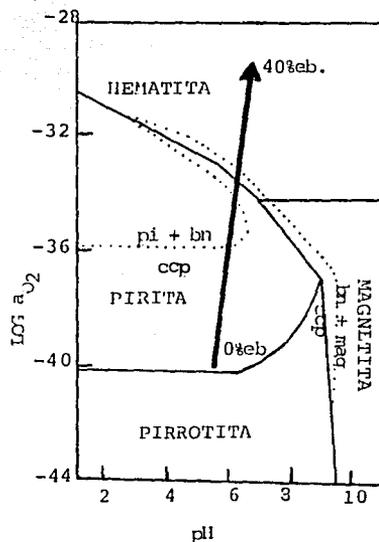


Fig. 67.- Diagrama característico de  $\log a_{O_2}$  VS pH a 250°C de las especies ferríferas donde se representan los puntos correspondientes a las tasas de ebullición calculadas por González P. et al., 1987. bn= bornita; ccp= calcopirita; maq= magnetita; pi=pirita. El diagrama de las especies ferríferas es tomado de Barton y Skyner, 1979.

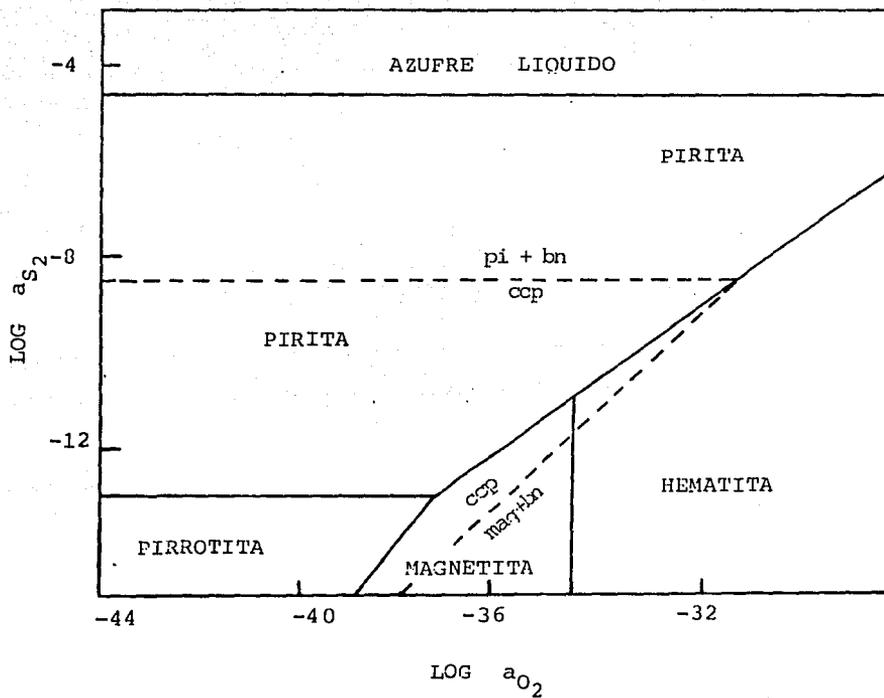


Fig. 68.- Campos de estabilidad de los minerales ferríferos y cuproferríferos en función de las actividades de azufre y oxígeno a 250°C. Tomado de Barton y Skyner, 1979.

**Consecuencias de la Ebullición.**- En términos generales, los principales efectos de la ebullición en un sistema hidrotermal son el cambio en la composición química del fluido y la precipitación de minerales tanto transparentes como opacos, que originalmente se encontraban en solución.

**a) Cambios en la composición química del fluido hidrotermal.**- Los datos de composición química del fluido hidrotermal en el campo de Los Azufres, obtenidos a través de constante muestreo y análisis en los últimos años, han sido recientemente interpretados por *González P. et al (1987)* en función del fenómeno de ebullición. Estos autores calcularon la actividad de algunas especies iónicas en la fase líquida del yacimiento considerando diferentes temperaturas y distintas tasas de ebullición a condiciones de equilibrio en el sistema. El comportamiento de las especies iónicas bajo estos parámetros se muestra en la *figura 64*. En ella se ve que las especies catiónicas  $Na^+$  y  $K^+$  aumentan ligeramente sus actividades debido a que aumenta su concentración en el líquido residual conforme aumenta la ebullición. Del mismo modo, las actividades de las especies volátiles que originalmente también estaban disueltas en la fase líquida, disminuyen debido a que tienden a escaparse en la fase de vapor. En los diagramas B y C de la misma *figura 64* puede verse que la concentración del  $H^+$  no tiene una disminución brusca al ocurrir la ebullición, sino que su curva de disminución tiene una pendiente muy suave a lo largo del proceso. Con base en lo anteriormente explicado, esto es de esperarse debido a que la disminución del  $H^+$  en una solución en ebullición depende de las concentraciones de  $CO_2$  y  $SO_4$  en el líquido inicial. Para el caso de Los Azufres (*tabla 1*) estas especies tienen concentraciones muy bajas provocando con esto que el escape de  $H^+$  no sea de manera brusca, lo cual, como se verá más adelante, se reflejará en un incremento muy pequeño en el pH de la solución residual. Otras observaciones muy importantes son, por ejemplo, que el principal decremento en las actividades de algunos iones (como el  $HS$  y  $H_2S$ ) ocurre a tasas de ebullición pequeñas (menores de 2%), mientras que a tasas de ebullición mayores, las variaciones son insignificantes. Existen ciertos iones que tienen una actividad inversa, como es el caso del  $CO_2$  y  $H^+$ , donde el  $H^+$  disminuye y el  $CO_2$  se incrementa a medida que crece la ebullición. Esto es particularmente notorio cuando la ebullición ocurre a una  $T \leq 275^\circ C$ . Los trabajos experimentales de *Drummond y Ohmoto (1985)* en otros cationes metálicos (*figura 65*) muestran un comportamiento similar a los datos obtenidos en el campo de Los Azufres. Estos resultados indican que los iones de *Ag, Fe, Zn, Au, Cu*, al igual que el *Na* y *K* decrecen sus concentraciones en la fase líquida durante las primeras etapas de ebullición (menos del 5% a  $300^\circ$ ) y conforme la tasa de vaporización es mayor, las variaciones en la concentración son mínimas. El contraste entre las pendientes de las curvas de las *figuras 64* y *65*, se debe a que en Los Azufres no hay un decremento importante en la concentración del  $H^+$  debido a lo anteriormente explicado, mientras que en la *figura 65* se consideran condiciones químicas

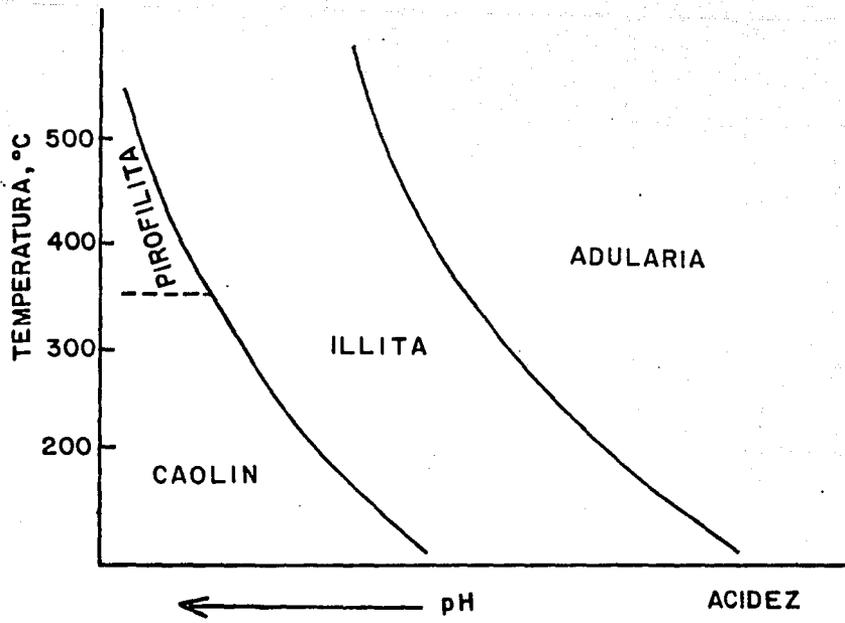


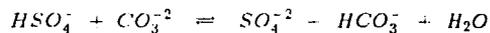
Fig. 69.- Diagrama general de las relaciones de equilibrio en el sistema  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  en presencia de cuarzo. Tomado de Browne, 1982.

apropiadas para que la concentración del  $H^+$  disminuya bruscamente durante la ebullición y por consecuencia también disminuyan las concentraciones de los iones metálicos en la solución residual ( a través de la precipitación de fases minerales), ya que como se explicará más adelante, la solubilidad de los minerales metálicos está en función de la concentración de  $H^+$  en la solución.

**b) Precipitación de minerales a partir de una solución hidrotermal en ebullición.**- Los estudios petrográficos y de inclusiones fluidas en campos geotérmicos y en yacimientos hidrotermales de baja temperatura (*Browne, 1984; Bodnar et al. 1985; Henley, 1985; Henley y Brown, 1985; Reed y Spycher, 1985*) han demostrado que existe una íntima relación entre los procesos de ebullición y la depositación mineral que incluye óxidos, sulfuros, carbonatos, metales nativos y muchos otros minerales tanto opacos como transparentes. Para efectos de claridad se explicarán primero los mecanismos de depositación de los minerales opacos usando como ejemplo los sulfuros y óxidos observados en este trabajo.

**1) Depositación de minerales transparentes.**- Comparando las *figuras 23 y 24* con las *figuras 35 y 36*, se puede observar que la primer ocurrencia de sulfatos (anhidrita y barita) también está espacialmente asociada al comienzo de la ebullición. Los trabajos de *Drummond y Ohmoto (1985)* y *Holland y Malinin (1979)* demuestran el importante papel que juegan el pH y la salinidad de la salmuera en la precipitación de la anhidrita; y la temperatura, la salinidad, la fugacidad de oxígeno y la relación  $m_{Ba^{+2}} / m_{SO_4^{2-}}$  para la barita.

El simple hecho de que la primera aparición de sulfatos esté espacialmente asociada al inicio de la ebullición sugiere que en la zona de líquido dominante ( $T > 270^\circ \text{C}$ ) el fluido aparte de ser muy diluido es ligeramente ácido predominando la especie  $HSO_4^-$  sobre la especie  $SO_4^{2-}$  (*figura 66*). Cuando el sistema entra en ebullición, ocurre la reacción:



quedando el ion  $SO_4^{2-}$  libre para unirse con *Ca*, mientras que al mismo tiempo el líquido residual aumenta su concentración en términos de NaCl. Estos dos factores son los que controlan la precipitación de la anhidrita. En la reacción también se puede ver porqué la concentración de  $HCO_3^-$  aumenta progresivamente a medida que aumenta la ebullición. La Barita por su parte, ante un aumento en la salinidad del fluido residual ( más de 1 mol de NaCl), aumenta notoriamente su solubilidad y no precipita bajo esas condiciones (*Holland y Malinin, op.cit.*). No obstante este comportamiento tan singular de la barita, ella puede precipitar si la relación  $m_{Ba^{+2}} / m_{SO_4^{2-}} \neq 1$  aun a muy altas salinidades, o si el sistema experimenta un

notorio enfriamiento. Los resultados de *Holland y Malinin (op.cit)*, así como las observaciones de *Cavarreta et al (1980)*, indican que la disminución en la temperatura o una alta  $f_{O_2}$  vencen fácilmente el efecto de la salinidad en la barita, de modo que su precipitación en Los Azufres muy probablemente se deba a estos dos últimos factores provocados por la ebullición. Su poca abundancia en el campo puede atribuirse a una baja concentración de Bario en el sistema.

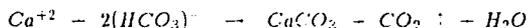
Por otro lado, una vez que ha comenzado la ebullición ( $T < 270^\circ \pm 10^\circ C$ ), el pH del fluido residual aumenta ligeramente haciéndose netamente alcalino. Los resultados de *Nieva et al (1987)* indican que en las primeras etapas de ebullición el pH del fluido oscila entre 6.24 y 7.2, mientras que a niveles estratigráficos superiores, donde la tasa de ebullición es mayor, el pH oscila entre 6.9 y 7.6. Estos resultados sugieren que en la zona bifásica el pH del fluido residual apenas aumenta ligeramente, esto es consecuencia de las bajas concentraciones de  $CO_2$  y  $SO_4$  (tabla I) en el fluido profundo (*Drummond y Ohmoto, op.cit*), sin embargo este aumento es suficiente para provocar, por ejemplo, la precipitación de los silicoaluminatos de potasio. Al comparar las figuras 21 y 22 con las figuras 35 y 36 puede observarse que la aparición de estos minerales está espacialmente asociada al inicio de la ebullición. Cuando inicia este fenómeno, el escape de volátiles a partir del fluido inicial provoca que el líquido residual contenga más altas concentraciones de  $K$  y  $Na$  (figura 59). Como el sistema trata de guardar el equilibrio entre la fase fluida y las fases sólidas, elimina el exceso de esos iones a través de la precipitación de minerales de  $K$  y  $Na$  estables en el medio alcalino.

La aparición continua de sericita, muscovita, illita y en menor escala de feldespato potásico, justamente cuando la ebullición comienza es una de las pruebas más contundentes de esta evolución espacial de la salmuera. En la figura 61 se muestra un diagrama de estabilidad de minerales de  $Na$  y  $K$ . En base a la mineralogía de alteración hidrotermal se infirió la composición del fluido de Los Azufres y se representó en el diagrama justo donde está el círculo blanco. Este punto trata de ubicar en el diagrama la composición del fluido antes de que entre en ebullición. Una vez que comienza la vaporización en el fluido, éste evoluciona según la flecha hasta la posición marcada con el círculo negro. Aunque el círculo blanco se ubica dentro del campo de estabilidad de la mica potásica<sup>6</sup>, ésta no se encuentra cristalizada sino en solución; cuando el sistema se ubica en el punto negro sí hay precipitación de minerales. La ubicación de este punto negro se debe a que en la zona de ebullición

<sup>6</sup> Existen tres tipos de micas potásicas: illita, sericita y muscovita. La illita es la mica de grano más fino solamente identificable por rayos X; su composición química en Los Azufres es muy cercana a la de la muscovita *Nieva et al (1987)*. La sericita y muscovita son químicamente iguales, sin embargo la sericita es la mica de grano fino susceptible ya de observarse petrográficamente aunque sus propiedades ópticas por lo general no son fácilmente discernibles dado su muy pequeño grado de cristalización. La muscovita es la típica mica potásica cuyo grado de cristalinidad la hacen perfectamente identificable al microscopio (Kerr, 1977)

es común la asociación *illita - sericita + muscovita + adularia + cuarzo* en la zona sur; para la zona norte del campo *Torres (1988)*, *González S., (1987)* reportan una paragénesis similar, y *Cathelineau et al., (1985)* reporta para otros pozos también de la zona norte, una paragénesis similar además de albita. Cabe mencionar que el diagrama indica únicamente el tipo de mineral que puede precipitar, pero de ningún modo indica la cantidad de cada mineral en el sistema, ya que esto último depende de otros factores tales como la capacidad de nucleación del mineral, la cinética de crecimiento de los cristales. etc. (*Browne y Ellis, 1970*).

Otro grupo de minerales cuya precipitación está íntimamente asociada a la ebullición son los carbonatos. Se ha observado en muchos campos geotérmicos que existe una íntima relación entre la ebullición y la depositación de la calcita. En este trabajo igualmente se observó una fuerte asociación espacial entre la calcita y la zona de ebullición (comparar *figuras 23 y 24 con 35 y 36*). Este comportamiento tan singular se debe a que existe una fuerte dependencia de la solubilidad de la calcita con la concentración molal de  $CO_2$ . Así, a condiciones monofásicas, la calcita no puede precipitar debido a que el  $CO_2$  disuelto en la fase líquida se lo impide (*Browne y Ellis, 1970; Browne, 1984; González P. et al. (1987); Holland y Malinini (1979)*). Cuando la ebullición se presenta, el  $CO_2$  es separado de la fase fluida y es incorporado a la fase vapor, haciéndose el líquido residual más pobre en este gas. Ante esta disminución, la actividad del  $CO_3$  se hace más importante (*figura 64*) por lo que la calcita tiende a precipitar según la reacción



Según esta reacción y considerando la gran fuerza de atracción iónica entre el Ca y el  $CO_3$  en un medio alcalino, se justifica porqué cuando ocurre la ebullición la calcita predomina notablemente sobre otros minerales de calcio como la wairakita y epidota, los cuales dominan a profundidad donde el  $CO_2$  es más abundante e impide la unión  $Ca - CO_3$ .

Otro mineral igualmente indicador de la zona de ebullición es el cuarzo, aunque su precipitación no está directamente asociado al cambio en las características químicas del fluido. El cuarzo en solución se encuentra como  $Si(OH)_4$  o  $H_3SiO_4$  o  $H_4SiO_4$  (*Holland y Malinini, 1979; Giggenbach, 1981*). Al aumentar la salinidad y el pH del fluido en ebullición, el cuarzo no precipita por ser hasta cierto punto insensible a este tipo de cambios. No obstante, puede verse en las *figuras 13 y 14* que una alta precipitación de cuarzo está asociada a la zona de ebullición. Anteriormente se apuntó que la pérdida de  $H_2O$  en la fase vapor provoca un ligero enfriamiento en el líquido residual (*Browne, 1984; Drummond y Ohmoto, 1985*) y a medida que se incrementa la tasa de vaporización es más importante el enfriamiento debido a que será cada vez mayor la cantidad de agua evaporada. Debido a que la solución

está saturada en  $\text{SiO}_2$ , y considerando que la solubilidad del cuarzo está en función directa de la disminución de la temperatura, el cuarzo precipita en mayor cantidad, a diferencia de la calcita, en las etapas más avanzadas de la ebullición, es decir cuando la tasa de vaporización es mayor del 10%.

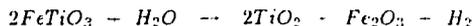
Este comportamiento termodinámico del cuarzo es muy similar al de la barita, mientras que el de la anhidrita es un poco más parecido al de la calcita.

**2) Precipitación de minerales opacos.**- Aunque en el campo de Los Azufres solo se identificaron óxidos de Fe y Ti y sulfuros de Fe y Cu-Fe, se mencionarán brevemente otros minerales de Ag, Au, Zn y Pb debido a que han sido observados en otros campos geotérmicos (Cavarreta *et al.* 1980; Browne y Ellis, 1970; Browne, 1984; Henley y Browne, 1985; McKibben y Elders, 1985; Weissberg *et al.*, 1979).

Para comprender la situación que guardan los minerales opacos en la zona sur del campo geotérmico, se tomarán como punto de partida las observaciones hechas por González S. (1987) en el pozo más profundo del campo (Az-44, 3544 m de profundidad).

En las partes más profundas del pozo se encontró la paragénesis *pirrotita hexagonal - pirita - magnetita* a temperaturas de 300°- 330°C. Conforme se asciende estratigráficamente la pirrotita y magnetita desaparecen siendo ahora la paragénesis dominante *pirita + hematita - rutilo* cuyas concentraciones van siendo cada vez mayores a medida que disminuye la temperatura, estando sus máximas concentraciones espacialmente relacionadas a la masiva precipitación de cuarzo y calcita.

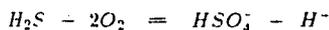
En los pozos que cortan solamente andesitas, este comportamiento se continúa hasta la superficie (González S., 1987; Torres A., 1988), sin embargo, en aquellos pozos que cortan riolita cerca de la superficie (la mayoría de los pozos involucrados en este trabajo), aparece marcasita en las rocas silíceas predominando notoriamente sobre la pirita y la hematita, mientras que el rutilo desaparece por completo. Comparando las secciones mineralógicas elaboradas en este trabajo (figuras 29, 30, 31 y 32) para las distribuciones espaciales de la pirita y hematita con aquellos elaborados para los mismos minerales por González S., (1987) y Torres A., (1988) en otros pozos más profundos del campo, se puede observar que el pozo Az-25 penetra hasta la zona donde la pirita coexiste con las primeras apariciones de hematita y rutilo. Cabe hacer mención que la escasa ocurrencia de rutilo en este pozo, así como en el Az-18, Az-26 y Az-35, se debe a que la roca encajonante no tiene suficiente ilmenita primaria, la cual es la causante de la formación del rutilo a través de la reacción:



la cual genera también una pequeña parte de hematita.

Siguiendo con la misma correlación, puede igualmente observarse que los pozos Az-35, Az-26 y Az-18 penetran solamente hasta la zona de máxima concentración de pirita + hematita + cuarzo + calcita. Conociendo ya la distribución de estos minerales en el subsuelo, así como la ubicación de los pozos dentro de tal distribución, es posible inferir la evolución espacial del sistema apoyándose en los diversos trabajos experimentales en el sistema Fe-S y Fe-Ti-O.

De este modo, los estudios de Barton y Skinner (1979) demuestran que los campos de estabilidad de la pirita y pirrotita están en función de la actividad de azufre ( $a_{S_2}$ ), de la actividad del oxígeno ( $a_{O_2}$ ) y la temperatura (figura 68). La desaparición de la pirrotita y el incremento progresivo de la paragénesis pirita + hematita + rutilo asociada a una disminución progresiva en la temperatura, sugiere un aumento progresivo en la  $a_{O_2}$  cuyo valor máximo está asociado a las zonas de más alta tasa de ebullición (más del 10%). Como lo sugiere la convergencia de las máximas concentraciones de pirita-hematita con las máximas concentraciones de cuarzo-calcita, justamente en dicha zona de ebullición. Si se suma esto al hecho de que a profundidad el azufre forma complejos sulfuros del tipo  $H_2S$  (figura 67) donde la  $a_{S_2} \gg a_{O_2}$  y la tasa de ebullición es de 0%, se deduce que en donde se presenta la paragénesis pirrotita + pirita el sistema es netamente reductor. La desaparición de la pirrotita indica que el sistema ha sufrido una ligera oxidación, es decir, la  $a_{O_2}$  aumenta ligeramente, no obstante, este pequeño aumento es lo suficientemente significativo como para impedir la formación de la pirrotita. A este nivel, entonces, el sistema será semioxidante, los complejos sulfurosos serán ahora del tipo  $HSO_4^-$  según la reacción:

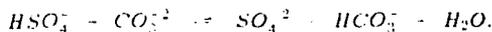


La paragénesis que acompañan a la reacción es pirita + las primeras ocurrencias de hematita y rutilo. Esto puede explicarse en la reacción



que indica que el  $Fe^{-3}$  es cada vez mayor que el  $Fe^{-2}$ . La coincidencia espacial de esta paragénesis con la zona donde la epidota comienza a dominar sobre la clinozoisita, apunta a lo anterior.

Al ocurrir la ebullición la  $a_{O_2}$  se hace dominante debido a que este fenómeno trae como consecuencia el escape del H; así, el sistema se hace completamente oxidante, los complejos sulfurosos estarán ahora en la forma  $SO_4$  (figura 67) según la reacción:

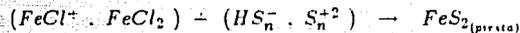


así, la hematita, rutilo y pirita tendrán sus máximas concentraciones y coexistirán con aquellos minerales índices de la ebullición (calcita, cuarzo y sulfatos).

La formación de la pirita requiere de la participación de especies cloruradas del tipo  $FeCl^+$  o  $FeCl_2$  las cuales tienen una completa evolución a medida que disminuye la temperatura. Así, de temperaturas altas ( $300^\circ C$ ) a temperaturas bajas ( $200^\circ C$ ) se tiene el siguiente comportamiento:



donde la especie  $FeCl_2$  es el componente principal que participa en la formación de minerales de Fe. Para el caso de la pirita la fórmula general parece ser

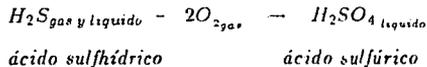


La ejecución de esta reacción se ve favorecida por la actividad del oxígeno ya que a medida que se hace más importante, los complejos cloruros se rompen permitiendo la precipitación, en este caso, de pirita.

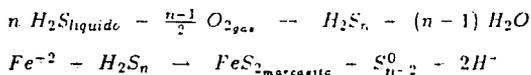
De todo lo anterior se puede concluir que hasta las máximas profundidades ahora exploradas, el sistema es reductor y el pH del líquido hidrotermal es casi neutro: encima de esta zona, la actividad del oxígeno aumenta ligeramente provocando que el medio sea semioxidante, mientras que el pH del fluido es ahora ligeramente ácido: sobre esta zona comienza la ebullición y el sistema se vuelve oxidante, el pH del líquido ahora residual se vuelve netamente alcalino.

Las diversas observaciones petrográficas y minerográficas indican que cerca de la superficie existen condiciones ácidas en el sistema hidrotermal. Analizando las figuras 25, 26, 29, 30, 31 y 32 se pueden hacer las siguientes conclusiones: la presencia de hematita y rutilo (este último solamente en los pozos Az-16, Az-9 y Az-50 en la zona sur, pero en muchos otros pozos de la zona norte) hasta niveles prácticamente superficiales indica que el medio sigue siendo netamente oxidante. Sin embargo, la ocurrencia de marcasita y caolinita en las mismas zonas superficiales indica ahora un pH ácido en el sistema (Murowchick y Barnes, 1986; Meyer y Hemley, 1967) (figura 69). Cathelineau et al, (1985) y Robles (1987) reportan igualmente en zonas superficiales o muy cercanas a la superficie la ocurrencia de azufre nativo y alunita, los cuales necesitan también un pH bajo (ácido). Este cambio en el pH de alcalino a ácido es muy común en muchos campos geotérmicos, así como en muchos sistemas hidrotermales fósiles (White et al, 1971; Reed y Spycher, 1985). El mecanismo a través del cual el pH cambia ha sido discutido por Meyer y Hemley (1967), Reed y Spycher (1985); White (1957) y Browne (1982) entre otros. En las zonas permeables circulan líquido residual y vapor separado; el fluido lleva consigo un pH

alcalino debido a la pérdida de  $H_2S$ , etc., mientras que la fase vapor tiene un pH ácido debido a que en ella viajan las especies ya mencionadas. Cuando la roca se torna impermeable, los fluidos residuales alcalinos no pueden circular en ella, mientras que la fase vapor ácida tiene un poco más de libertad para circular. De este modo, aguas ricas en ácido sulfúrico y de muy bajo pH son producidas por una oxidación atmosférica directa del ácido sulfhídrico que viaja hacia la superficie junto con otros compuestos volátiles siguiendo la reacción:



Esta reacción se realiza encima del nivel piezométrico en donde solo participa oxígeno atmosférico y no oxígeno del acuífero, debido a que dentro del agua subterránea existen procesos de dilución, además de condiciones alcalinas, que impiden que las aguas se concentren en ácido sulfúrico (Reed y Spycher, 1965). La transformación de ácido sulfhídrico a sulfúrico ocurre preferencialmente en zonas ocupadas por vapor condensado (Browne, 1982) siendo tan fuerte la reacción que el pH desciende a valores tan bajos como 2 (Reed y Spycher, op.cit). El alto poder corrosivo de estas aguas ácidas provoca que la roca superficial sea rápidamente atacada y se formen por consecuencia minerales tales como caolinita y alunita, tanto en las rocas riolíticas como en las rocas andesíticas; y marcasita únicamente en las rocas riolíticas la cual se forma directamente por la oxidación del  $H_2S$  según la reacción (Murowchik J.B., 1984):



La ocurrencia de marcasita únicamente en el domo riolítico se debe a que aparte de necesitar un medio oxidante con fluidos ácidos, necesita de un medio poco poroso y/o permeable. El estudio del pozo Az-23 (González S., 1987) ha demostrado la poca permeabilidad de las rocas del domo riolítico. Al comparar las figuras 31 y 32 con 38 y 39 puede observarse que la marcasita se forma a temperaturas menores de 200°C, la cual es la temperatura mínima que comúnmente le ha sido estimada en trabajos de campo y en trabajos experimentales (González P., et al, 1987).

Las observaciones mineragráficas hechas en el pozo Az-35 aparentemente contradicen lo anteriormente dicho. Este pozo cortó únicamente rocas ácidas. Al fondo del pozo se encontraron rocas dacíticas que se interpretaron como un pequeño domo sepultado cuyo origen está ligado al emplazamiento del volcán San Andrés (ver capítulo II). La presencia de marcasita en estas rocas dacíticas demuestra el carácter impermeable de dicho domo: sin embargo este pozo produce vapor en un 82%, y cuando era perforado se registró pérdida total del fluido de perforación en los últimos 140 m (de 1100 a

1240 m de profundidad), lo que indica muy buena permeabilidad en el fondo del pozo. Esta situación puede ser explicada haciendo una remembranza geocronológica de los fenómenos geológicos en esta zona. Cuando se formó el volcán San Andrés con sus estructuras asociadas el sistema de fallas E-W (que es el más importante del campo: ver capítulo II) aún no estaba formado. Al emplazarse ese pequeño domo tenía poca o nula permeabilidad. La presencia de marcasita y caolinita en él sugiere que el sistema hidrotermal ya estaba en actividad y el  $H_2S$  que viajaba en la fase vapor era oxidado produciendo aguas con un pH ácido que atacaban la roca y formaba estos minerales. Posteriormente se produjo una fase distensiva que trajo como consecuencia la creación del sistema de fallas E-W. La cercanía del pozo Az-35 con la falla Agua Fría (figura 7) sugiere que ésta falla provocó la permeabilidad secundaria en el cuerpo dacítico, provocando que el acuífero invadiera esta zona truncando la formación de marcasita y caolinita. Las observaciones hechas por inclusiones fluidas demuestran que este pozo se ubica justamente dentro de la zona de ebullición (figura 35) en donde el pH es alcalino. Las observaciones petrográficas y los resultados de rayos X muestran grandes cantidades de sericita, muscovita e illita, además de feldespato potásico (figuras 21.25 y 42), minerales que comprueban la alcalinidad del medio. Estas paragénesis (marcasita - feldespato potásico + sericita; caolinita - illita; ver anexos), netamente incompatibles, sugieren que efectivamente ha existido la evolución geocronológica aquí planteada. La última prueba que confirma esta evolución, está en las propiedades ópticas de la marcasita. Minerográficamente se observó que se trata de una marcasita anómala cuyas propiedades ópticas están "desfiguradas". Los últimos vestigios de una fuerte anisotropía, así como las formas de cristalización (formas acordonadas) fueron los criterios utilizados para diferenciarla de la pirita que la acompaña. Esto sugiere que la marcasita está siendo atacada por la alcalinidad del medio en el cual ella no puede ser estable. En ese mismo pozo, pero a niveles estratigráficos superiores, la marcasita continúa apareciendo pero ahora en rocas riódacíticas y riolíticas. Las observaciones hechas en este mineral al microscopio indican una marcasita completamente normal, por lo que la distinción óptica entre la marcasita "anómala" y la marcasita "normal" en este pozo, indica aproximadamente en qué punto la roca pasa de ser permeable a impermeable y por consecuencia, en qué punto se localiza el nivel piezométrico del acuífero para este pozo.

**Minerales del sistema Fe-Cu-S.-** Como se discutió en el capítulo IV, los minerales de cobre se encuentran a temperaturas mayores de 200°C. Ellos coexisten con minerales de ambientes reductores (por ejemplo la pirrotita: González S, 1987) y con minerales de ambientes oxidantes (por ejemplo la hematita), por lo que ellos por sí solos no dan información acerca del medio químico de deposición.

Diversas observaciones de campo, así como trabajos experimentales (Yund y Kullerud, 1966; Sugaki A, et al, 1975; Creer y Barnes, 1976; Barton y Skinner, 1979, entre

muchos otros) demuestran porque la calcopirita, bornita y covelita son especies más abundantes que la idaita y digenita en el campo Los Azufres. Los datos experimentales de *Sugaki A. et al (1975)* indican que la asociación *idaita + calcopirita* es estable a temperaturas mayores de 300°C; sin embargo, la asociación *calcopirita + bornita + idaita* fue observada en este trabajo desde los 270°C (figuras 33 y 38), mientras que *González S.*, (comunicación personal y escrita) encontró la asociación *calcopirita + idaita* desde los 240°C en el pozo Az-16 (figuras 34 y 39), y las asociaciones *calcopirita + bornita + idaita* a 290°C y *calcopirita + idaita* a más de 300°C en el pozo Az-9 (figuras 33 y 38).

*Barton y Skinner (1979)* sugieren que la asociación *covelita + calcopirita* es el equivalente químico de la idaita, lo cual está de acuerdo con las observaciones de *Yund y Kullerud (1966)* en el sentido de que la idaita tiene muchos problemas para formarse, mientras que la covelita y calcopirita nuclean y crecen mucho más rápidamente. Del mismo modo, a temperaturas menores de 223°C la idaita se descompone dando lugar a la asociación *digenita + covelita + pirita* (*Schneeberg 1978; en Nieva et al. 1987 y Barton y Skinner. 1979*).

Como se apuntó anteriormente, la presencia de anhídrita justo cuando empieza la ebullición sugiere que a profundidad el sistema tiene un pH ligeramente ácido, además de una concentración molar de NaCl  $\approx 1$ .

Bajo estas condiciones, *Crerar y Barnes (1976)* sugieren que el Fe y Cu son transportados en complejos cloruros del tipo CuCl,  $FeCl^+$  además de existir  $Fe^{2+}$  en solución.

Los trabajos experimentales de *Drummond y Ohmoto (1985)* demuestran que la solubilidad del CuCl y  $FeCl^+$  y aún de algunos metales nativos está en función directa de la concentración de  $H^+$  en la solución. Así cuando el  $H^+$  este aún disuelto en el líquido inicial, poco o nada de minerales cupríferos o cupro-ferríferos estarán precipitados. Esto explica porqué las bajas concentraciones de calcopirita en los niveles más profundos de los pozos Az-16 y Az-44. Cuando comienza la ebullición, en soluciones hidrotermales con  $CO_2 = 3.0$  a  $0.03$  m y  $SO_4 = 3 \times 10^{-3}$  a  $3 \times 10^{-9}$  m (*Drummond y Ohmoto, 1985*) la concentración de  $H^+$  disminuirá tan drásticamente que los complejos cloruros se romperán y el Cu y Fe precipitarán en forma de sulfuros, de modo que la mayor concentración de estos minerales estará justo al comienzo de la ebullición, ya que es aquí donde está el principal cambio en la concentración del  $H^+$  (figura 65). Otros elementos metálicos igualmente transportados por complejos cloruros como la Ag y en ciertas ocasiones el Zn, Pb y Au, también precipitarán y sus mayores concentraciones estarán asociadas igualmente a las primeras etapas de ebullición.

Desde otro punto de vista, cuando los metales son transportados en complejos sulfurosos, como por ejemplo el  $Au(HS)_2$ , su solubilidad se incrementa con la disminu-

ucción en la concentración de  $H^+$  (*Drummond y Ohmoto, op.cit.*).

Para soluciones hidrotermales con  $CO_2 < 0.03m$  y  $SO_4 < 3 \times 10^{-9} m$  en la fase líquida inicial, como el caso de Los Azufres, la ebullición tendrá muy poco efecto en la precipitación de minerales de Cu debido a que con estas concentraciones el pH de la solución no se incrementa notablemente; y además bajo estas circunstancias, el sistema impide que los complejos cloruros precipiten metales, mientras que los complejos sulfurosos estarán en mejores circunstancias para depositarlos. Esto puede verse en las figuras 33 y 34 donde las bajas concentraciones de estos minerales indican el poco efecto de la ebullición en ellos, además de que es probable que el fluido inicial no tenga altas concentraciones de Cu. Por otro lado, la errática distribución de estas fases en la zona sur, así como en la zona norte del campo apuntalan la idea. Probablemente la fugacidad de oxígeno y la temperatura (*Crerar y Barnes, 1976*), así como el incremento en la salinidad (*Drummond y Ohmoto, 1985*) serían en todo caso, los factores principales a los que se les pudiera atribuir la precipitación de especies cupríferas en el campo, sin embargo, cuando menos su uso como geotermómetros (*Barton y Skinner, 1979*) en Los Azufres, debe ser tomado con mucha cautela (*González P., et al. 1987*).

Concluyendo, se puede afirmar que si las condiciones químicas en el fluido inicial son favorables para que exista un importante cambio en el pH, por consecuencia serán también favorables para una adecuada deposición mineral.

#### **6.4 DIFERENCIAS Y SIMILITUDES ENTRE CAMPOS GEOTERMICOS Y SISTEMAS HIDROTERMALES FOSILES.**

Los yacimientos minerales han sido desde hace mucho tiempo objeto de estudio debido a la importancia económica que ellos encierran. Los distintos parámetros físicos y químicos que han sido comúnmente observados en dichos yacimientos han propiciado que surgan distintas clasificaciones según el número de parámetros que de ellos se conozcan. Así, existen clasificaciones genéticas las cuales involucran todos los factores que están directamente asociados a la formación del yacimiento: yacimientos vulcanosedimentarios, hidrotermales, metamórficos, etc., del mismo modo, la forma del yacimiento puede usarse para clasificarlos: yacimientos vetiformes, mantos, chimeneas, etc.; el tipo de mineralización puede ser otro criterio de clasificación: yacimientos de metales preciosos, de sulfuros de metales base, de tierras raras, etc.. Existen otros factores como la edad, el ambiente tectónico-geológico, etc., que han sido también usados como índices de clasificación. Por otro lado, al igual que los yacimientos minerales, los sistemas geotérmicos activos también han sido objeto de clasificación, sin embargo, cabe aclarar, que estos sistemas geotérmicos son de una diversidad mucho menor que los yacimientos minerales.

## TIPOS DE SISTEMAS GEOTERMICOS

1. Sistemas hidrotermales convectivos
  - Sistemas de vapor dominante<sup>7</sup>
  - Sistemas de líquido dominante<sup>7</sup>
  - Sistemas vapliq<sup>7</sup>
2. Sistemas de roca seca caliente (sistemas conductivos)
3. Sistemas de basamento sedimentario
4. Sistemas geopresurizados
5. Sistemas radiogénicos

### Sistemas hidrotermales convectivos

Estos sistemas están genéticamente ligados a ambientes ígneos y/o metamórficos y espacialmente asociados a procesos geohidrológicos dentro de una zona tectónicamente activa. Estos sistemas generalmente se alojan en medios permeables que permiten la convección del agua y/o vapor a través de fallas y fracturas permitiendo, por este medio, el transporte del calor hacia la superficie terrestre. Existen diversos indicadores geotérmicos que frecuentemente son usados en la exploración de estos sistemas geotérmicos, ellos son: actividad volcánica reciente; actividad sísmica frecuente; niveles altos de flujo de calor conductivo; manantiales de agua termales, geysers y fumarolas. Los yacimientos de vapor dominante están confinados por una capa sello de roca poco permeable en la que la transferencia de calor se realiza conductivamente. El vapor generado a profundidad, posiblemente por ebullición, sube hasta horizontes someros donde se condensa liberando su considerable calor latente de vaporización y fluyendo hacia los niveles más profundos por gravedad en forma de contraflujo líquido (*Iglesias y Arellano, 1988*). Los yacimientos de líquido dominante pueden o no presentar una capa sello en la que la transferencia de calor se realiza principalmente por conducción. Subyaciendo a la capa sello se encuentra una zona bifásica en la que coexiste líquido y vapor. A profundidad, la saturación del líquido aumenta llegando a un punto en que la presión sobrepasa la presión de saturación y

---

<sup>7</sup> estos sistemas a su vez pueden ser de:

- Sistemas de baja temperatura ( < 90 °C )
- Sistemas de moderada temperatura ( 90 a 150 °C )
- Sistemas de alta temperatura ( 150 a 350 °C )

el fluido pasa a ser líquido comprimido exclusivamente. Los sistemas vapiq se caracterizan por presentar una zona predominada por vapor sobreyaciendo a la zona bifásica predominada por líquido. Se deduce que, al menos en la zona predominada por vapor, la transferencia de calor se debe realizar al menos parcialmente por el fenómeno de contraflujo de vapor. El prototipo de los sistemas vapiq es el campo geotérmico de Los Azufres (*Iglesias y Arellano, op.cit.*).

### **Sistemas de roca seca caliente**

Estos sistemas se ubican a profundidades de aproximadamente 10 Km y se caracterizan por tener un gradiente térmico bastante alto, sin embargo, carecen de flujo de fluidos (líquido o vapor) debido a que las rocas son impermeables.

### **Sistemas de basamento sedimentario**

En este tipo de sistemas se ha estimado una porosidad intergranular que permite la transmisión de calor a través de la circulación de aguas subterráneas profundas. Estos sistemas por lo general no son explotados debido a que se ubican a grandes profundidades en el substrato rocoso.

### **Sistemas geopresurizados**

Los sistemas geopresurizados se ubican también a grandes profundidades y se caracterizan por tener una capa de rocas permeables fuertemente confinada por otra capa de rocas impermeables que propicia que el yacimiento alcance presiones muy altas que impiden que los fluidos circulen en las rocas.

### **Sistemas radiogénicos**

Estos sistemas son otro tipo de sistemas de roca seca caliente pero se diferencian de los ya descritos en que las rocas de este tipo de sistemas actúan ellas mismas como la fuente de calor debido a su alto contenido de elementos radiactivos (*Wright, 1980*). Desde el punto de vista genético, los únicos sistemas que pueden ser comparados

son los yacimientos hidrotermales fósiles de baja y media temperatura y los sistemas geotérmicos convectivos. Dentro de este contexto, es posible afirmar que todos los yacimientos hidrotermales fósiles fueron sistemas geotérmicos, sin embargo no todos

ellos llegaron a formar un depósito mineral. Actualmente existen un gran número de evidencias que sugieren que los sistemas hidrotermales fósiles asociados a yacimientos minerales tuvieron un fluido bifásico líquido-vapor. Los depósitos minerales que han demostrado haber tenido condiciones de líquido-vapor son principalmente los depósitos porfiríticos de Cu-Mo, los depósitos de Sn-W, las vetas de Au-Ag y las vetas de sulfuros polimetálicos (*Drummond y Ohmoto, 1985*). Comúnmente el horizonte de ebullición está asociado con la zona de más intensa mineralización. Este tipo de asociación espacial entre condiciones de líquido-vapor y deposición de mena ha llevado a muchos investigadores a sugerir que hay una relación genética entre la ebullición y la mineralización, lo cual pudo ser corroborado en éste estudio. Hay que hacer notar, sin embargo, que para predecir si un sistema geotérmico está en posibilidades de formar un yacimiento mineral o saber como se desarrolló un depósito mineral que alguna vez fue un sistema geotérmico, deben de estudiarse una serie de parámetros físicos y químicos entre los cuales destacan:

- marco geológico-tectónico
- grado y tipo de alteración (ganga)
- tipo de mineralización (mena)
- salinidad y composición química del fluido hidrotermal asociado
- rangos de temperatura y presión
- profundidad de ebullición
- zonamiento paragenético
- relaciones isotópicas en el fluido hidrotermal
- fases presentes (líquido, líquido y vapor, vapor)
- etc.

es por ello que en el estudio de los yacimientos hidrotermales fósiles es necesario conocer la evolución de un sistema geotérmico activo. A este respecto se sabe que los yacimientos hidrotermales se formaron en zonas tectono-volcánicas activas como ocurre actualmente con los campos geotérmicos de todo el mundo. Muchos de los yacimientos porfiríticos de Cu-Mo, así como los yacimientos epitermales<sup>8</sup> están asociados a la actividad volcánica calcoalcalina (*Henley, 1985*). El sistema geotérmico de Steamboat Springs en Nevada, USA, es uno de los mejores ejemplos de sistemas activos que precipitan oro, plata, mercurio, antimonio, arsénico, talio y boro (*White, 1981*) que está asociado a actividad volcánica calcoalcalina y cuyo estudio ha generado suficientes herramientas para contribuir al entendimiento de los yacimientos epitermales. Por otro lado, aún cuando se sabe que los pórfidos cupríferos están asociados a sistemas hidrotermales, no existen campos geotérmicos activos que estén

<sup>8</sup> El término epitermal es usado aquí para depósitos cuya mineralogía y textura sugieren una profundidad de formación relativamente somera sin especificar los límites de temperatura que ellos implican

en exploración y que equivalgan a un depósito porfírico debido a que no se pueden alcanzar con los métodos actuales de perforación aún cuando se sepa donde perforar. El estudio de los sistemas geotermiales de Sulphur Bank, Wilbur Springs y Amedee Springs en California demuestran los mecanismos de formación de los depósitos de Hg. Estos sistemas depositan Hg encima del nivel piezométrico del acuífero en zonas donde el ácido sulfúrico es formado por oxidación directa del H<sub>2</sub>S depositando azufre nativo en o muy cerca de la superficie, y cinabrio debajo de las concentraciones de S. La marcasita y pirita son las fases más comunes que acompañan la mineralización, lo cual corrobora la existencia de un pH ácido en el fluido. Las temperaturas medidas indican valores máximos de 150<sup>o</sup>C después de los cuales el cinabrio desaparece. El mecanismo de transporte del Hg es principalmente a través de la fase gaseosa, mientras que las condiciones de líquido asociado, y que en este tipo de depósitos es menor que la fase vapor, son mucho menores. Esta fase vapor está fuertemente enriquecida en CO<sub>2</sub>, B y NH<sub>4</sub> con respecto al Cl; el metano es otro gas importante, y por lo general se ha visto que donde existen importantes cantidades de metano y H<sub>2</sub>S la concentración de Hg es igualmente significativa (White, 1981), por lo que probablemente sean los causantes del transporte del Hg en forma de complejos aún no identificados. Análisis químicos, isotópicos y de inclusiones fluidas indican que las aguas asociadas a los depósitos de Hg en los sistemas geotérmicos son moderadamente salinas ( hasta 8000 ppm de NaCl), y muy similares en composición a las aguas asociadas a los campos petroleros (White, *op.cit*).

Las características de formación de los depósitos epitermales de metales preciosos Au-Ag han sido estudiadas en los sistemas geotérmicos de Steamboat Springs, Nevada y Broadlands Nueva Zelanda. En los depósitos dominados por Ag la alteración hidrotermal está dominada por cuarzo, calcita, adularia y un poco de barita, y en muchas ocasiones existe una importante alteración propilitica cuando la roca encajonante es andesítica. La mineralogía de mena se caracteriza por electrum, argentita, sulfosales y seleniuros de Ag, y pocos sulfuros de metales base. En los sistemas de Au dominante, el cuarzo, calcita y un poco de adularia, así como fluorita, alunita y kaolinita están presentes a diferencia de los dominados por Ag. Las sulfosales y seleniuros de Ag y la argentita están ausentes, mientras que el cinabrio, estibinita, rejalgar, pequeñas cantidades de sulfuros de metales base y telurios de oro son las fases dominantes. Análisis isotópicos en los fluidos geotérmicos indican un origen meteórico del agua del fluido hidrótermal, mientras que los análisis microtermométricos evidencian fluidos con salinidades entre 1 y 3% en peso equivalente a NaCl y temperaturas de 220 a 330<sup>o</sup>C. Los estudios mineragráficos definen una evolución paragenética desde la superficie hasta las partes más profundas del sistema geotérmico observándose minerales de As, Sb, Hg, Tl, B y Au cerca de la superficie; minerales de Ag, sulfuros de metales base, sulfosales y algo de Au en las zonas más profundas. Estas observaciones sumadas a los análisis químicos del fluido hidrotermal y a las observaciones de inclusiones fluidas sugieren que hay un cambio en el

anión transportador de los metales pasando de complejos cloruros a profundidad a complejos sulfurosos en zonas superficiales (White, 1981). Este cambio parece deberse a que los complejos clorurosos son inestables con la disminución de la temperatura e incremento en el pH provocados durante la ebullición, ello parece estar de acorde con los zoneamientos paragenéticos observados e muchos yacimientos epitermales de metales preciosos. En conclusión, se puede afirmar que los yacimientos epitermales de metales preciosos (Au-Ag) son los equivalentes fósiles de los sistemas geotérmicos convectivos de alta temperatura.

Los depósitos hidrotermales de sulfuros de metales base formados en un ambiente volcanico continental no son más que la continuidad a profundidad de los depósitos epitermales de Au-Ag y en algunos yacimientos geotérmicos como Salton Sea, California, Ariana Springs, Japón y Cerro Prieto en México donde los fluidos son ricos en especies clorurosas que transportan los elementos metálicos en un pH casi neutral o ligeramente alcalino y salinidades moderadas a altas.

El campo geotérmico de Los Azufres esta lejos de formar un depósito mineral de importancia debido, entre otros factores, a las bajas concentraciones de metales, sin embargo, los resultados petrográficos, minerográficos y de inclusiones fluidas sugieren que a profundidad en la zona de liquido dominante el sistema semeja a los yacimientos de sulfuros de metales base según lo sugiere la asociación calcopirita - pirita y calcopirita - pirita - bornita típicas de muchos depósitos de metales base (Crerar y Barnes, 1979). Sobre la zona de ebullición y particularmente encima del nivel piezométrico el pH del vapor condensado es altamente ácido lo que favorece depósitos de S, Hg, Sb o As, sin embargo, salvo el S, las demás especies no han sido observadas hasta ahora. En la zona bifásica existen condiciones de alteración hidrotermal, salinidad y temperaturas semejantes a los depósitos epitermales de Ag dominante sin embargo, ningún mineral de Ag o Au ha sido observado hasta ahora.

En conclusión, los diversos estudios en campos geotérmicos de todo el mundo han demostrado que las aguas geotérmicas son aguas clorurosas con un pH neutro o ligeramente alcalino con temperaturas máximas de 350°C y salinidades generalmente bajas salvo casos excepcionales como el campo geotérmico de Imperial Valley: mientras que los yacimientos epitermales por lo general tuvieron una solución con un pH ligeramente ácido y más salina que en los campos geotérmicos. Los estudios isotópicos indican por su parte, la predominancia de agua meteórica en ambos tipos de sistemas y desde el punto de vista petrográfico, las alteraciones hidrotermales son tanto en tipo como en distribución, muy similares entre sí. Finalmente, en lo referente al marco tectónico-estructural, la gran mayoría de los sistemas geotérmicos están espacialmente asocciados a calderas volcánicas, mientras que no son muchos los yacimientos minerales asocciados a estas estructuras (Henley and Ellis, 1988), siendo principalmente depósitos de metales preciosos.

## CAPITULO VII

### CONCLUSIONES

Los estudios petrográficos de recortes de perforación provenientes de cinco pozos del Módulo Tejamaniles del campo geotérmico de Los Azufres Michoacán, permitieron observar la estratigrafía volcánica del campo formada por un basamento andesítico microlítico con algunos derrames intercalados de andesitas porfídicas, tobas andesíticas, andesitas basálticas, y basaltos de olivino y augita. Cortando este paquete de rocas básicas se encuentran rocas dacíticas, riódacíticas, riolitas y tobas ácidas espacialmente asociadas a estructuras dómicas cuaternarias. Esta composición litológica junto con el fluido hidrotermal asociado, son los causantes de la diversa gama de especies minerales de neoformación encontradas en el subsuelo de dicho Módulo. Estas fases minerales se resumen a continuación:

- **Silicatos de calcio y sodio:** Estilbita, chabasita, thompsonita, ptilolita, wairakita, laumontita, heulandita, esolecita, pistachita y clinzoisita.
- **Silicatos de calcio, sodio, fierro y magnesio:** Actinolita-tremolita, augita y augita-egirina.
- **Silicatos de fierro y magnesio:** Chamosita, peninita, clinocloro-proclorita, talco, antigorita e iddingsita.
- **Silicatos de potasio:** Muscovita, sericita y adularia.
- **Carbonatos:** Calcita y siderita.
- **Sulfatos:** Anhidrita y barita.

Todos estos minerales se asocian formando distintas paragénesis minerales a medida que se profundiza en el subsuelo, encontrándose las asociaciones más hidratadas y más ricas en Na cerca de la superficie; las asociaciones menos hidratadas y ricas en Ca y o K a profundidades moderadas; y asociaciones menos hidratadas y o anhidras y ricas en Mg en

las zonas más profundas. Del mismo modo, las distintas paragénesis minerales han sido tratadas en términos de metamorfismo llegando a las siguientes conclusiones:

1). Debe reconocerse a la alteración hidrotermal como otro tipo de metamorfismo en vista de que genera muchos minerales típicamente metamórficos. Este nuevo tipo de metamorfismo debe ser llamado Metamorfismo Hidrotermal dadas sus características genéticas.

2). Las paragénesis minerales del metamorfismo hidrotermal encontradas en el Módulo Tejamaniles son equivalentes a las paragénesis minerales de la clase química básica del metamorfismo litostático y regional progresivo de bajo grado. No obstante que el metamorfismo hidrotermal presenta paragénesis equivalentes al metamorfismo burial no puede considerarse como un equivalente de éste tipo, sino más bien el metamorfismo hidrotermal puede ser definido como un metamorfismo regional progresivo asociado a un fluido caliente.

3). Comparando la mineralogía encontrada en el subsuelo del campo Los Azufres y aquellas reportadas en algunos otros campos geotérmicos con las asociaciones minerales de la facies prehnita-pumpellyta del metamorfismo litostático o burial, se concluye que en los sistemas geotérmicos activos no existe una típica facies de prehnita-pumpellyta debido a las bajas presiones reinantes en estos sistemas, proponiéndose entonces una nueva facies exclusiva del metamorfismo hidrotermal, y que es el equivalente de baja presión de la facies prehnita-pumpellyta. Esta facies es la de *prehnita-wairakita* y la asociación mineralógica característica es *calcita - cuarzo - prehnita - wairakita*, formada a presión hidrostática no superior a los 200 bares.

4). Los campos de estabilidad de muchos minerales de metamorfismo hidrotermal obtenidos experimentalmente difieren de los observados en este trabajo debido principalmente a las variaciones composicionales (soluciones sólidas) que muy frecuentemente ocurren en la naturaleza en los silicatos de Na-Ca-Al; silicatos de Ca-Fe-Al y silicatos de Fe-Mg-Al.

Por otro lado, los estudios de rayos X y mineragráficos permitieron caracterizar otras especies minerales de neoformación:

- **Minerales Arcillosos:** Caolinita, esmectitas (montmorillonita de Ca y montmorillonita de Na), illita y clorita.
- **Minerales Opacos:** Hematita, rutilo, marcasita, pirita, calcopirita, bornita, idaiya y digenita.

El análisis global de toda la mineralogía hidrotermal ha permitido demostrar el importante uso de la mineralogía de neoformación en la estimación de los parámetros físico-

químicos del yacimiento geotérmico. Así, existen minerales como las arcillas y los calco-silicatos que dan información acerca de la distribución de la temperatura en el subsuelo. Otros minerales como la marcasita, caolinita y los silicatos de potasio dan información acerca del pH del fluido. La pirrotita y la marcasita dan información acerca de las zonas impermeables, mientras que la calcita y el cuarzo dan información acerca de las zonas permeables. Otras fases minerales dan información acerca de las especies químicas disueltas en el fluido, tal es el caso de la augita-egirina y la anhidrita. La hematita, rutilo, pirita y marcasita dan información acerca de las zonas oxidantes en el sistema, mientras que la pirrotita por ejemplo, da información acerca de las zonas reductoras. Del mismo modo, la barita, así como la asociación *pirita - hematita* dan información acerca de la fugacidad de oxígeno.

Toda esta información puede ser utilizada para modelar espacialmente el sistema geotérmico. Por ejemplo la *figura 76* es un diagrama mineralógico-profundidad elaborado usando el control estratigráfico de los minerales opacos de neoformación, los cuales permiten ubicar las zonas reductoras, semioxidantes y oxidantes en el sistema hidrotermal. La *tabla II* fue por su parte construida usando el control estratigráfico de los minerales transparentes de neoformación. Similares diagramas pueden ser construidos para modelar tridimensionalmente el campo geotérmico utilizando conjuntamente los resultados petrográficos, minerográficos y de rayos X en futuros trabajos de investigación.

Finalmente, los estudios de inclusiones fluidas permitieron evidenciar una evolución espacial en la salmuera geotérmica, la cual presenta una zona profunda de líquido dominante, homogénea y poco concentrada, mientras que a profundidades someras existe una salmuera bifásica, heterogénea y casi diez veces más concentrada. Las observaciones ópticas de inclusiones monofásicas y bifásicas en un mismo plano cristalográfico, así como la presencia de minerales índices tales como la adularia, cuarzo, calcita y anhidrita, permiten ubicar el inicio de la ebullición, fenómeno directamente responsable de la depositación mineral, así como de los cambios químicos en el líquido hidrotermal.

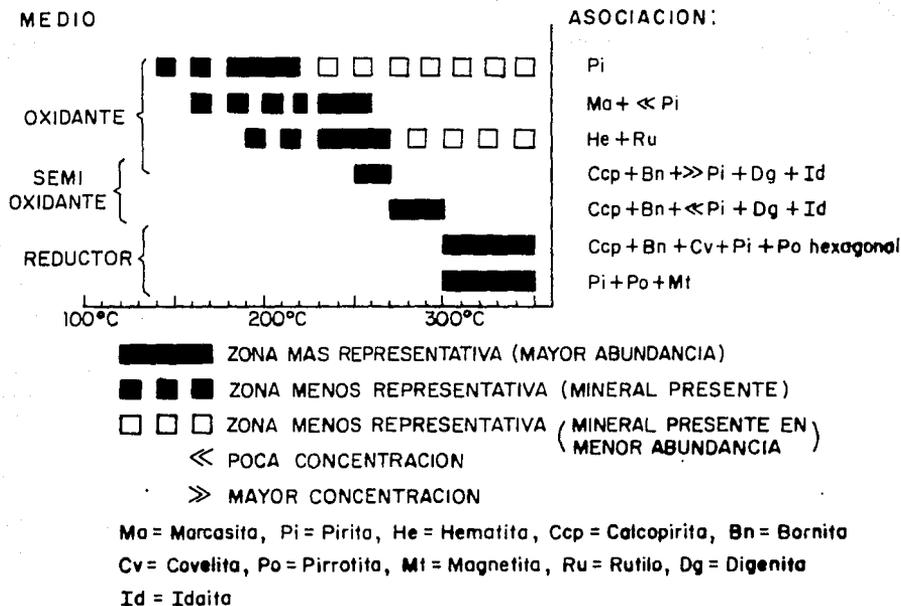


Fig. 70.- Zoneamiento paragenético de los minerales opacos del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Diagrama original de González S.F., 1987; actualizado con los datos de Torres A.I., 1988, y los datos del presente trabajo.

**7.1 Recomendaciones.-** Los resultados obtenidos en este trabajo deben ser usados en futuras investigaciones del campo geotérmico de Los Azufres.

A fin de lograr el mejor desarrollo científico en dichas investigaciones se hacen las siguientes recomendaciones:

- Se recomienda utilizar técnicas geoestadísticas en el manejo de los datos microtermométricos dado que se pueden manejar simultáneamente los resultados de las observaciones hechas en la zona de líquido dominante y en la zona de mezcla líquido + vapor.
- Para la correlación global de la mineralogía hidrotermal en todo el subsuelo del campo geotérmico se recomienda igualmente utilizar la geoestadística como una herramienta más en el manejo interpretativo de los resultados petrográficos.
- Se recomienda la datación de minerales así como estudios isotópicos, con el fin de establecer la correcta posición que ellos guardan dentro del marco evolutivo del sistema geotérmico. con esto se pretende estimar el grado de evolución espacio-temporal del líquido hidrotermal. es decir. se pueden identificar las distintas etapas genéticas del fluido hidrotermal.
- Se sugiere hacer estudios de microsonda en minerales selectos a fin de cuantificar el grado de substitución iónica que tanta influencia tiene en los campos de estabilidad de las especies silicatadas.
- En vista de la gran cantidad de datos químicos y de alteración hidrotermal con los que ya se cuentan, es prioritario construir diagramas de actividad que muestren las relaciones de equilibrio entre las especies minerales y el fluido hidrotermal.
- Deben conjuntarse, igualmente. los resultados de alteración hidrotermal con las mediciones de permeabilidad hechas en nucleos. con los resultados de análisis químicos del fluido hidrotermal, con los registros de pérdidas de circulación. con los datos de producción de pozos y con las temperaturas observadas, a fin de construir algoritmos capaces de predecir la potencialidad productora de los pozos cuando estos están siendo perforados.
- Se recomienda realizar análisis geoquímicos de elementos mayores en las rocas del campo a fin de conocer más a fondo el grado y tipo de los procesos de interacción agua-roca que son directamente responsables de la alteración hidrotermal.

## B I B L I O G R A F I A

Aguilar-y-Vargas V.H. y Verma S.P., 1987

**Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano.**

*Geofísica Internacional*, Vol.26-2, pp 195-272.

Arnorsson S., 1981

**Mineral Deposition from Iceland Geothermal Waters: Enviromental and utilization problems.**

*Journal of Petroleum Technology* pp 131-137

Aumento F. y Gutierrez N., 1980

**El campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México.**

*Memorias de la Tercera Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia, C.F.E., México D.F., Tomo II* pp 489-524

Aumento F. y Gutierrez N., 1980

**Geocronología de Los Azufres, Michoacán.**

*C.F.E. Informe 3-80* 14p. inédito.

Bargar K.E., Beeson M.H. and Keith T., 1981.

**Zeolites in Yellowstone National Park.**

*The Mineralogical Record*, pp 29-35

Barton P.B. and Skinner B.J., 1979.

**Sulfide mineral stabilities.**

*In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Barnes H.L., editor) 2nd edition*

Best M.G., 1982

**Igneous and Metamorphic Petrology.**

*Primera edición. W.H. Freeman and Company, N.Y., 690 p*

Bird K.D. and Elders A.W., 1975

**Hydrothermal alteration and mass transfer in the discharge portion of the Dunes Geothermal System, Imperial Valley California, USA**

*Proceedings, second U.N. symposium on Development and Use of Geothermal Resources. V.1* pp 285-295

Bird K.D. and Helgeson C.H., 1980

**Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldespar mineral assemblages in geologic systems. I Thermodynamic analysis of phase relations in the system  $\text{CaO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{-CO}_2$ .**

*American Journal of Science*, V.280 pp 907-941.

*Bird K.D. and Helgeson C.H., 1981*

**Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems. II Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes**

*American Journal of Science, V.281 pp 576-614*

*Bird D.K., Schiffman P., Elders W.A., Williams A.E. and McDowell D., 1984*

**Calc-Silicate Mineralization in Active Geothermal Systems.**

*Economic Geology, V.79, pp 671-695*

*Bodnar R.J., Reynolds T.J. and Kuehn C.A., 1985*

**Fluid-inclusion systematics in epithermal systems.**

*In: Geology and Geochemistry of epithermal systems. (B.R. Berger and P.M. Bethke, editors). Reviews in Economic Geology. V.2 pp 73-97*

*Browne P.R.L., 1970*

**Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields**

*Geothermics, special issue 2 pp 564-570*

*Browne P.R.L. and Ellis A.J., 1970*

**The Ohaki-broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related Geochemistry.**

*American Journal of Science, V.269 pp 97-131.*

*Browne P.R.L., 1978*

**Hydrothermal alteration in active geothermal fields.**

*Ann. Rev. Earth Planet. Sci., V.6 pp 229-250*

*Browne P.R.L., 1982*

**Hydrothermal alteration**

*In: Introduction to geothermal prospecting. Hochstein M.P. editor. Geothermal Institute, University of Auckland N. Zealand, pp 85-89*

*Browne P.R.L., 1984*

**Lectures on Geothermal Geology and Petrology.**

*National Energy Authority and The United Nations University editors. Iceland, 93p.*

*Camacho A.F., 1979*

**Geología de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán**

*C.F.E., reporte interno. 6-79 18 p*

*Campa M.F., Campos M.R., Flores R. y Oviedo R., 1974*

**La secuencia Mesozoica volcánica sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, México-Teloloapan, Guerrero.**

*Bol. Soc. Geol. Mex., 35, 7-28*

Cathelineau M., Oliver R., Izquierdo G., Garfias A., Nieva D. e Izaguirre O., 1983  
**Mineralogía y distribución de zonas de minerales hidrotermales en el campo geotérmico de Los Azufres (MEXICO).**  
*Memorias de la 1a reunión interdisciplinaria de actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. C.F.E.-I.I.E., pp 194-199*

Cathelineau M. and Nieva G., 1985  
**A chloride solid solution geothermometer. The Los Azufres (MEXICO) geothermal system.**  
*Contrib. Mineral. Petrol. V.91 pp 235-244*

Cathelineau M., Oliver R., Nieva D. and Garfias A., 1985  
**Mineralogy and Distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (MEXICO) geothermal field.**  
*Geothermics. V.14 No.1 pp 49-57*

Cathelineau M., Izquierdo G. y Nieva D., 1986  
**Thermobarometry of hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal system: significance of fluid inclusion data.**  
*Memorias del quinto congreso "Water-rock interaction". Reykjavik, Islandia.*

Cathelineau M., Oliver R. and Nieva D., 1987  
**Geochemistry of volcanic series of the Los Azufres geothermal field (MEXICO).**  
*Geof. Int. V.26 No.2 pp 273-290*

Cavarreta G., Gianelli G. and Puxeddu M., 1980  
**Hydrothermal metamorphism in the Larderello geothermal field.**  
*Geothermics. V.9 pp 297-314*

Cavarreta G., Gianelli G. and Puxeddu M., 1982  
**Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the physicochemical parameters of the fluid in the Larderello-Travale geothermal field.**  
*Bulletin of the Society of Economic Geologist. V.77 No.5 pp 1071-1084*

Combredet N., 1985  
**Inclusions fluides et systèmes géothermiques: des relations entre l'ébullition et la production de la vapeur sèche.**  
*C.R. Acad. Sc. Paris. t.301, Série II. No.9 pp 593-596*

Combredet N y Guilhaumou N., 1987  
**Inclusiones fluidas y campos geotérmicos: Estudio de cuarzos hidrotermales en Los Azufres (MEXICO) y en Momotombo (NICARAGUA).**  
*Geotermia, Revista Mex. de Geoenergía. V.3 No.3 pp 215-228*

Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S. and Taylor D.M., 1959

**The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses.**

*Geochim. et Cosmochim. Acta*, V.17 pp 53-107.

Crawford M.L., 1981

**Phase equilibria in aqueous fluid inclusions.**

*In: Fluid Inclusions: Applications to petrology.* (L.S. Hollister and M.L. Crawford editors). Mineralogical Association of Canada, pp 75-100

Crerar A.D. and Barnes H.L., 1976

**Ore solution chemistry V. solubilities of chalcopyrite and chalcosite assemblages in hydrothermal solution at 200° to 350°C**

*Economic Geology*, V.71 pp 772-794

Cserna Z. de, Fries C., Rincón C., Westley H., Solorio J. y Schmitler E., 1975

**Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, estado de Guerrero.**

*Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros.*

Cserna Z. de, Palacios M. y Pantoja J., 1978

**Relaciones de las facies de las rocas Cretácicas en el NE de Guerrero y en las áreas colindantes de México y Michoacán.**

*Rev. Inst. de Geología. UNAM*, V.2 No.1 pp 8-18.

De la Cruz M.V., 1983

**Modelo geotérmico del campo de Los Azufres, Michoacán.**

*Memorias de la primera reunión interdisciplinaria de actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán; Los Azufres Michoacán, México. I.I.E.-C.F.E pp 38-42*

De la Cruz M.V., Aguilar S.J., Ortega G.D. y Sandoval S.J.M., 1983

**Estudio Geológico-Estructural a detalle del campo geotérmico Los Azufres, Michoacán.**

*C.F.E., informe 9-82*

Demant A., Mauvois R. y Silva L., 1976

**El Eje Neovolcánico Transmexicano.**

*III Cong. Latinoamericano de Geol., Exc. Núm. 4. 1a Parte. 18p*

Demant A., 1978

**Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación**

*Rev. Inst. Geol. UNAM*, V.2 No.2 pp 172-187

- Dobson P.F., 1984  
**Volcanic Stratigraphy and Geochemistry of the Los Azufres Geothermal Center, México.**  
*M. of S. thesis, Univ. Stanford. Inédita. 59p*
- Dobson F.P. and Mahood A.G., 1985  
**Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, México.**  
*Journal of Volcanology and Geothermal Research, V.25 pp 279-287*
- Drummond E.S. and Ohmoto H., 1985  
**Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems**  
*Economic Geology V. 80, pp. 126-147*
- Elders W.A., 1977a  
**Petrology as a practical tool in geothermal studies.**  
*Geothermal Resources Council. TRANSACTIONS, V.1 pp 85-87*
- Elders W.A., 1977b  
**Petrological studies of geothermal systems.**  
*Proceedings Primera reunión de intercambio técnico sobre geotermia. Sn. Felipe, B.C., MEXICO. UCR/IGPP-78/4*
- Elders W.A., Hoagland J.R. and Olson E.R., 1978  
**Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, MEXICO. III. Practical Applications.**  
*Geothermal resources council. TRANSACTIONS, V.2 pp 177-180*
- Elders W.A., Hoagland J.R., McDowell S.D. and Cobo J.M., 1979  
**Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto**  
*Geothermics. V.8 pp 201-209.*
- Elders W.A., Hoagland J.R. and Williams A.E., 1980  
**Hydrothermal alteration as an indicator of temperature and flow regime in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California.**  
*Geothermal resources council. TRANSACTIONS, V.4 pp 121-124*
- Elders W.A., Hoagland J.R. and Williams A.E., 1981  
**Distributions of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, MEXICO.**  
*Geothermics. V. 10 No.3, 4 pp 245-253*
- Ellis A.J., 1979  
**Explored geothermal systems**  
*In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Barnes H.L., editor) 2nd edition, John Wiley and Sons, pp 632-655*

Ferriz H., 1985

**Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México.**

*Geof. Int.*, 24, 97-157

Ferriz H. y Mahood G.A., 1986

**Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano.**

*Geof. Int.* V.25 No.1 pp 117-156

Fournier O.R., 1985

**Carbonate transport and deposition in the epithermal environment.**

*In: Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Berger B.R. and Bethke P.M. editors. Reviews in Economic Geology, V.2 pp 1-24*

Freckman J.T., 1978

**Fluid inclusion and oxygen isotope from Sinclair #4 and Elmore #1 boreholes, Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California, U.S.A.**

*M. of S. thesis. University of California, Riverside. 66p*

Fries C. Jr., 1960

**Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México.**

*Boletín del Instituto de Geología. UNAM. No.60 236p.*

Frost R.B., 1980

**Observations on the Boundary Between Zeolite facies and Prehnite-Pumpellyite facies.**

*Contributions to Mineralogy and Petrology.* V.73 p 365-373

Garduño V.H. y Rios F., 1984

**Análisis geológico estructural preliminar del campo geotérmico Los Humeros, Puebla.**

*Comisión Federal de Electricidad, reporte interno.*

Garduño M.V.H., 1985

**Análisis estructural de la zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.**

*Informe 19/85 (Inédito) C.F.E., Morelia, Michoacán.*

Garduño M. y López A., 1986

**Fracturamiento en Campos Geotérmicos**

*Geotermia. Revista Mex. de Geoenergía.*, V.2 No.3 pp 277-296

Garduño M.V.H., 1988

**La caldera de Los Azufres y su relación con el sistema regional E-W.**  
*Geotermia, Revista Mex. de Geoenergía.* V.4 No.1 pp 49-61

Garfias A. y González A., 1978

**Resultados de las exploraciones en la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán.**  
*Comisión Federal de Electricidad (reporte interno)* 42p.

Giggenbach F.W., 1981

**Geothermal mineral equilibria**  
*Geochimica et Cosmochimica Acta.* V.45. pp 393-410

González P.E., 1988

**Las inclusiones fluidas en geotermia; una nueva herramienta de la petrología experimental aplicada en el pozo Az-44, Los Azufres, Michoacán, MEXICO.**  
*Geotermia, Revista Mex. de Geoenergía.* V.4 No.1 pp 3-14

González P.E., Barragán R.R.M. y Nieva G.D., 1987

**Consecuencias químicas y mineralógicas de la ebullición en el sistema de Los Azufres, Michoacán, México.**  
*Memorias de la Convención Geotérmica Internacional I.I.E.-C.F.E. Cuernavaca, Morelos. México.*

González P.E. y González S.F., 1988

**Estudio de los minerales opacos en una sección norte-sur del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.**  
*Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía.* V.4 No.2

González P.E. y Torres R.V., 1988

**Análisis geológico regional y yacimientos minerales asociados a la porción centro-occidental de México.**  
*Geofísico Internacional.* V.27 No.3

González S.F., 1987

**Estudio de los minerales opacos de neoformación de cinco pozos del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.**  
*Tesis profesional. Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, 106p*

Gunnlaugsson E. and Arnorsson S., 1982

**The Chemistry of Iron in Geothermal Systems in Iceland**  
*Journal of Volcanology and Geothermal Research.* V.14 pp281-299

Gutierrez N.A. and Aumento F., 1982

**The Los Azufres, Michoacán, México, geothermal field.**

*Journal of Hydrology* V.56 pp 157-162

Hayashi M., Taguchi S. and Yamasaki T., 1981

**Activity index and thermal history of geothermal systems.**

*Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS* V.5 pp 177-180

Hedenquist W.F. and Henley W.R., 1985

**The importance of CO<sub>2</sub> on Freezing Point measurements of Fluid Inclusions: Evidence from Active Geothermal Systems and implication for Epithermal Ore deposition.**

*Economic Geology*, V.80 pp 1379-1406

Heinrich E.W., 1970

**Identificación microscópica de los minerales.**

*Ediciones U.R.M.O. Barcelona, España* 456p

Helgeson C.H., 1969

**Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.**

*American Journal of Science*, V.267 pp 729-804

Helgeson H.C., 1970

**A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems**

*Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper* 3, pp 155-186

Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W. and Bird D.K., 1978

**Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals.**

*American Journal of Science*, Vol. 278-A, 221p

Hemley J.J. and Jones W.R., 1964

**Aspects of the chemistry of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism**

*Economic Geology*, V.59 pp 538-569.

Hemley J.J., Cygan L.G. and D'Angelo M.W., 1986

**Effect of pressure on ore mineral solubilities under hydrothermal conditions**

*Geology*, V.14 pp 169-171

Henley R.W., 1985

**The geothermal framework of epithermal deposits.**

*In: Geology and geochemistry of epithermal systems. Berger R.B. and Bethke P.M.*

editors. *Reviews in Economic Geology*. V.2 pp 1-24

Henley R.W. and Brown K.L., 1985

**A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits.**

*In: Geology and geochemistry of epithermal systems. Berger R.B. and Bethke P.M. editors. Reviews in Economic Geology*. V.2 pp 25-44

Henley R.W. and Ellis A.J., 1983

**Geothermal Systems Ancient and Modern: A Geochemical Review.**

*Earth-Science Reviews*. V.19 pp 1-50

Hoagland R.J. and Elders W.A., 1978

**Hydrothermal Mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, MEXICO. I. Hydrothermal mineral Zonation.**

*Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS*. V.2 pp 283-286

Holdaway M.J., 1972

**Thermal Stability of Al-Fe Epidote as a function of  $f_2$  and Fe content.**

*Contr. Mineral. and Petrol.*. V.37 pp307-340

Holland H.D. and Malinin S.D., 1979

**The solubility and occurrence of non-ore minerals.**

*In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Barnes H.L., editor) Second edition. John Wiley & Sons, pp 461-508.*

Hollister L.S., 1981

**Information intrinsically available from fluid inclusions.**

*In: Fluid Inclusions: Applications to petrology. (L.S. Hollister and M.L. Crawford editors). Mineralogical Association of Canada, pp 1-12*

Hollister L.S., 1981

**Techniques for analyzing fluid inclusions.**

*In: Fluid Inclusions: Applications to petrology. (L.S. Hollister and M.L. Crawford editors). Mineralogical Association of Canada, pp 272-277*

Iglesias E. y Arellano V., 1988

**El campo geotérmico de Los Azufres: Prototipo de los sistemas hidrotermales "vapliq"**

*Geotermia, Revista Mexicana de Geología*. V.4 No.1 pp 229-246

Kerr P.F., 1977

**Optical Mineralogy.**

*McGraw-Hill Book Company. Fourth edition. 492p*

Keith T.E.C., Muffler L.P.J. and Cremer M., 1968

**Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea geothermal system, California.**

*Am. Min.*, 53, 1635-1644.

Keith T.E.C. and Muffler L.J.P., 1978

**Minerals produced during cooling and hydrothermal alteration of ash flow tuff from Yellowstone Drill Hole Y-5.**

*Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V.3 pp 373-402

Kristmannsdottir H., 1975

**Hydrothermal Alteration of Basaltic Rocks in Icelandic Geothermal Areas.**

*Proceedings. Second U.N. Symposium on development and use of geothermal resources*, V.1 pp 441-445

Kristmannsdottir H. and Tomasson J., 1978

**Zeolite zones in geothermal areas in Iceland.**

*In: Natural Zeolites: Occurrence, properties and use. (L.B. Sand and F.A. Mumpton editors) Pergamon N.Y.*, pp 277-284

Liou J.G., 1970

**Synthesis and stability relations of wairakite,  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$**

*Contr. Miner. and Petrol.*, V.27 pp 259-282

Liou J.G., 1971

**Synthesis and stability relations of prehnite,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$**

*The American Mineralogist*, V.56 pp 507-531

Liou J.G., 1973

**Synthesis and stability relations of epidote,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$**

*Journal of Petrology*, V.14, Part 3, pp 381-418

López Ramos E., 1979

**Geología de México.**

*Edición escolar, 1a edición, México D.F.*, V. 3

Luhr F.J., Nelson S.A., Allan F.J. and Carmichael E.S., 1985

**Active rifting in southwestern México: Manifestations of an incipient eastward spreading-ride jump**

*Geology* V.13, pp 54-57

Mahood G.A., 1980

**Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center-Sierra La Primavera, Jalisco, México**

*Contrib. Miner. Petrol.*, V.77 pp 129-149.

- Mckibben A.M. and Elders A.W., 1985  
**Fe-Zn-Cu-Pb Mineralization in the Salton Sea geothermal system, Imperial Valley, California.**  
*Economic Geology*, V. 80. No.3 pp 539-559
- McNitt J.R., 1970  
**The geologic environment of geothermal fields as a guide to exploitation.**  
*Geothermics, special issue 2, section III pp 24-31*
- Mercado S., 1987  
**La geotermia en América Latina**  
*Boletín I.I.E.*, V.11 No. 1 pp 25-29
- Meyer C.H. and Hemley J.J., 1967  
**Wall rock alteration**  
*In: Barnes H.L. editor; Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: New York, Holt, Rinehart & Winston, pp 167-295*
- Miyashiro A., 1973  
**Metamorphism and metamorphic belts.**  
*George Allen & Unwin LTD. Londres.*
- Moorbath S., Thorpe R.S. and Gibson I.L., 1978  
**Strontium isotope evidence for petrogenesis of Mexican andesites**  
*Nature*, V. 271 No.2 pp 437-438
- Mooser F., 1972  
**The Mexican Volcanic Belt.**  
*Geof. Int.*, V.12 No.2 pp 55-70
- Moran Z.D.J., 1984  
**Geología de la República Mexicana.**  
*Facultad de Ingeniería-UNAM e Instituto Nacional de Estadística e Informática. México D.F., segunda edición, 87p.*
- Moran Z.D.J., 1986  
**Breve revisión sobre la evolución tectónica de México**  
*Geof. Int.* V.25 No.1 pp 9-37
- Muller L.J.P. and White D.E., 1969  
**Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, Southeastern, California.**  
*Geological Society of America Bulletin.*, V.80 pp 157-182
- Muller P.L.J., White D.E. and Truesdell A.H., 1971

**Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park.**

*Geological Society of America Bulletin*, V.82 pp 729-740

Murowchik J.B., 1984

**The formation and growth of pyrite, marcasite and cubic FeS.**

*Ph. D. Dissertation, The Pennsylvania State University, 168p. (Unpublished)*

Nieva D., Quijano L., Garfias A., Barragán R.M. and Laredo F., 1983

**Heterogeneity of the liquid phase and vapor separation in Los Azufres (MEXICO) geothermal reservoir.**

*In: Proceedings Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California. SGP-TR-74*

Nieva G., Barragán R.M., Cathelineau M., González P.E., Izquierdo G., Oliver R., Portugal E., Santoyo E. y Verma M., 1987

**Estudio de la estructura hidrológica y de la distribución de parámetros físico-químicos en el yacimiento de Los Azufres, Michoacán. Fase II**

*Informe final del proyecto C.F.E.-I.I.E.-2011. V.1 y 2.*

Norton L.D., 1984

**Theory of hydrothermal systems**

*Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Vol. 12 pp.155-177*

Oki Y., Hirano T. and Suzuki T., 1974

**Hydrothermal metamorphism and vein minerals of the Yugawara geothermal area, Japan.**

*Proceedings of international symposium on water-rock interaction at Prague, Czechoslovakia, pp 209-222.*

Perez J., 1978

**Geología y petrografía de la caldera de Los Humeros.**

*Geomimet, 91, 97-106.*

Picot P. et Johan Z., 1977

**Atlas des minéraux métalliques.**

*Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières. Editions du B.R.G.M. Paris 406p*

Pradal E. et Robin C., 1985

**Dé couverte d'une caldera majeure associée au champ géothermique Los Azufres (Mexique).**

*C.R. Acad. Sc. Paris, T.301. Série II. no. 14 pp 2069-2074*

Quijano L.J.L., 1983

**Consideraciones geoquímicas sobre los pozos Az-6, Az-13, Az-17 y Az-19 del**

**campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.**  
*Memorias de la 1a reunión interdisciplinaria de actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres Michoacán, México. C.F.E.-I.I.E., pp 10-16*

**Raith M., 1976**  
**The Al-Fe<sup>-3</sup> epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic Series of the Tavern Window, Austria.**  
*Con. Min. Petrol., 57, 99-117.*

**Raiz, E.L., 1964**  
**Landforms of Mexico**  
*Cambridge Mass.: Geographic Branch of Office of Naval Research, 2nd ed.*

**Ramírez D.E., 1988**  
**Simulación de procesos fisicoquímicos en yacimientos geotérmicos**  
*Tesis Profesional. Instituto Tecnológico de Zacatepec. Inédita 86p.*

**Reed J.M., 1975**  
**Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, México.**  
*Proceedings. Second U.N. Symposium on Development and use of Geothermal Resources, V.1 pp 539-547*

**Reed M.H. and Spycher N.F., 1985**  
**Boiling, Cooling, and Oxidation in Epithermal Systems: A Numerical Modeling Approach.**  
*In: Geology and geochemistry of epithermal systems. Berger R.B. and Bethke P.M. editors. Reviews in Economic Geology. V.2 pp 249-272*

**Robin C., 1981**  
**Relations Volcanologie-Magmatologie-Geodynamique: Application au passage entre Volcanismes alcali et andésitique dans le sud Mexicain.**  
*Université Clermont II. Ph. D. thesis (unpublished)*

**Robles C.J., Izquierdo G. y Oliver R., 1987**  
**Alteración hidrotermal en el Módulo Marítaro, Los Azufres, Michoacán.**  
*Geotermia. Rev. Mexicana de Geoenergía.. V.3 No.2 pp 131-144*

**Robles C.J., 1987**  
**Geología y alteración hidrotermal del Módulo Marítaro, zona norte del campo geotérmico del Los Azufres, Michoacán, MEXICO.**  
*Tesis profesional. I.P.N.(E.S.I.A.) 87p*

**Roedder E., 1962**  
**Studies of fluid inclusions I: Low temperature application of a dual-purpose**

**freezing and heating stage.**

*Economic Geology*, V. 57 pp 1045-1061.

Roedder E., 1963

**Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their implications.**

*Economic Geology*, V.58 pp 167-211

Roedder E., 1972

**Composition of fluid inclusions**

*In: Data of geochemistry, U.S.G.S., profesional paper 440-JJ., Fleischer M. editor. 164 p.*

Roedder E., 1976

**Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks.**

*In: Wolf K.H., editor. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, V.2, Elsevier. New York. pp 67-110*

Roedder E., 1979

**Fluid inclusions as samples of ore fluids**

*In: Barnes H.L. editor. Geochemistry of hidrothermal ore deposits, 2nd edition. John Wiley & Sons. pp 684-737.*

Roedder E., 1981

**Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping.**

*In: Fluid Inclusions: Applications to petrology. (L.S. Hollister and M.L. Crawford editors). Mineralogical Association of Canada, pp 101-137*

Roedder E., 1984

**Fluid Inclusions**

*Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy V.12 (Paul H. Ribbe editor) 644p*

Sasada M., 1985

**CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions from geothermal fields**

*Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS V.9 PART 1, pp 351-352*

Shepherd T.J., Rankin A.H. and Alderton D.H.M., 1985

**A practical guide to fluid inclusion studies.**

*Blakie and Son Limited. 1th edition. 239p*

Shurbet H.D. and Cebull E.S., 1984

**Tectonic interpretation of the Trans-Mexicano Volcanic Belt**

*Tectonophysics V.101 pp 159-165*

Silva M.L., 1979

**Contribution a la connaissance de L'axe Volcanique Transmexicain: Etude geologique et petrologie des laves du Michoacán oriental.**

*Ph. D. thesis, Université de Droit, D'économie et des sciences D'aiz - Marseille. 145 . (inérita)*

Sirgurdson D.R., 1974

**Mineral paragenesis and fluid inclusion thermometry at four western U.S. tungsten deposits.**

*Ph. D. thesis, University of California, Riverside, 214p Unpublished.*

Skinner B.J., White D.E., Rose H.J. and Mays R.E., 1967

**Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine.**

*Economic Geology, V.62 pp 316-330*

Sourirajan S. and Kennedy C.G., 1962

**The system H<sub>2</sub>O-NaCl at elevated temperatures and pressures.**

*American Journal of Science V.260 pp 115-141*

Steiner A., 1977

**The Wairakei Geothermal Area, North Island, New Zealand: Its subsurface geology and hydrothermal rock alteration.**

*New Zealand Geological Survey Bulletin 90. 136p*

Strens R.G.J., 1965

**Stability and relations fo the Al-Fe epidotes**

*Mineral Mag., V.35 pp 464-475*

Sugaki A., Shima H., Kitakaze A. and Harada H., 1975

**Isothermal phase relations in the system Cu-Fe-S under Hydrothermal conditions at 350°C and 300°C.**

*Economic Geology, V.70 pp 806-823*

Sumi K., 1968

**Hydrothermal rock alteration of the Matsukawa geothermal area, Northeast Japan.**

*Geological Survey of Japan, Report No. 225. 53p*

Surdam R.C., 1969

**Electron microprobe study of prehnite and pumpellyte from the Karmutsen Group, Vancouver Island, B.C.**

*Amer. Mineral. 54, pp 256-266.*

Taguchi S., Fujino T. and Hayashi M., 1979

**Homogenization temperature measurements of fluid inclusions in quartz and**

anhydrite from the Hatchobaru geothermal field, Japan, and its applications for geothermal development.

*Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS, V. 3 pp 705-708*

Taguchi S. and Hayashi M., 1982

**Application of the fluid inclusion thermometer to some geothermal fields in Japan.**

*Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS. Vol.6 pp 59-62*

Taguchi S and Hayashi M., 1983

**Fluid inclusion study in some geothermal fields of Kyushu, Japan.**

*Fourth International Symposium on Water-Rock interaction. Japan. Proceedings pp 459-462*

Takenouchi S. and Kennedy C.G., 1964

**The binary system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> at high temperatures and pressures**

*American Journal of Science V.262 pp 1055-1074*

Tomasson J. and Kristmannsdottir H., 1972

**High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland.**

*Contributions to Mineralogy and Petrology, V.36 pp 123-134*

Torres A.I., 1988

**Estudios de petrografía, minerografía y de inclusiones fluidas en Marítaro, zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.**

*Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM. 120 p.*

Torres-Rodriguez V., Martinez-Serrano R. y Silva-Mora, L., 1988

**Interpretación geoquímica de la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.**

*Geotermia. Revista Mexicana de Geoenergía V.4 No.3*

Turner F.J. y Verhoogen J., 1973

**Petrología Ignea y Metamórfica**

*Editorial Omega, Barcelona.*

Urrutia F.J. y Del Castillo G., 1977

**Un Modelo del Eje Volcánico Mexicano.**

*Bol. Soc. Geol. Mexicana. Tomo XXXVIII No.1 pp 18-28*

Venegas S.S., Herrera F.J.J. y Maciel F.R., 1985

**Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos.**

*Geof. Int. Vol. 24-1. pp 47-81*

Verma S.P., 1985

**Mexican Volcanic Belt. Part 1**

*Geof. Int. Vol.24 No.1 pp 7-17*

Viggiano G.C.J., 1983

**Petrografía, mineralogía primaria y mineralogía hidrotermal en los pozos A-9 y A-29 (Los Azufres): Evidencias de autosellamiento.**

*Memorias de la primera reunión interdisciplinaria de actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: Los Azufres Michoacán, México. I.I.E.-C.F.E. pp 38-42*

Viggiano G.J.C., 1987

**Regimen de flujo en base a mineralogía autigénica en el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.**

*Geotermia. Revista Mex. de Geoenergía. V.3 No.3 pp 191-214*

Weisbrod A., Poty B. and Tourest J., 1976

**Les inclusions fluides en pétrologie géochimie. Tendances actuelles.**

*Bull. Min., V.99 pp 140-152*

Weissberg B.G., Browne P.R.L. and Seward T., 1979

**Ore metals in active geothermal systems.**

*In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Burnes H.L., editor) Second Edition. John Wiley and Sons., pp 738-780*

White D.E., 1974

**Diverse origins of hydrothermal ore fluids**

*Economic Geology, V.69 pp 954-973*

White D.E., 1981

**Active Geothermal Systems and Hydrothermal Ore Deposits**

*Economic Geology, 75th Anniversary Volumc. pp 392-423*

White D.E. and Sigvaldason G.E., 1962

**Epidote in Hot-spring systems, and depth of formation of propylitic Epidote in Epithermal ore deposits**

*Geological Survey Research, pp E80-E84*

White D.E., Muffler L.J.P. and Truesdell A.H., 1971

**Vapor-Dominated Hydrothermal Systems Compared with Systems.**

*Economic Geology, V.66 No.1 pp 75-97*

Williams H., Turner F.J. and Gilbert C.M., 1955

**Petrography.**

*W.H. Freeman, San Francisco. 210 p*

*Winkler H.G.F., 1979*

**Petrogenesis of Metamorphic Rocks.**

*5th edition, Springer Verlag, Berlin. 348 p.*

*Wright P.M., 1980*

**Nature and Occurrence of Geothermal Resources**

*Geotherm. Resour. Council., Spec. Rep. No. 9, pp 123-134*

*Yund A.R. and Kullerud G., 1966*

**Thermal stability of Assemblages in the Cu-Fe-S system**

*Journal of Petrology, V.7 part 3 pp 454-488.*

# A N E X O S

Aquí se resumen todos los resultados petrográficos, minerográficos, de rayos X y de inclusiones fluidas obtenidos en este estudio. Las asociaciones mineralógicas se presentan en orden de abundancia y la nomenclatura usada es la siguiente:

## ABREVIACIONES

A-E	=	Augita-Egirina	La	=	Laumontita
Ah	=	Anhidrita	Lau	=	Laumontita
Au	=	Augita	Ma	=	Marcasita
Ba	=	Barita	Mus	=	Muscovita
Bn	=	Bornita	Pi	=	Pirita
Ca	=	Calcita	Pt	=	Ptilolita
Ccp	=	Calcopirita	Qz	=	Cuarzo
Cl	=	Clorita	Ru	=	Rutilo
Clz	=	Clinozoisita	SA	=	Silice amorfa
Cha	=	Chabasita	Sd	=	Siderita
Di	=	Digenita	Ser	=	Sericita
Ep	=	Epidota	Spt	=	Serpentina
Es	=	Estilbita	T-A	=	Tremolita-Actinolita
Esc	=	Escolecita	Tal	=	Talco
Esf	=	Esfena	Th	=	Thompsonita
Esm	=	Esmectita	Th (°C)	=	Temp. de homogenizacion
FK	=	Adularia	Th (m)	=	Temp. minima de homog.
He	=	Hematita	Th (M)	=	Temp. maxima de homog.
Heu	=	Heulandita	Th (p)	=	Temp. promedio de homog.
Id	=	Idaita	Wk	=	Wairakita
idd	=	Iddingsita		=	interestratificacion
il	=	Ilmenita	NaCl	=	Cloruro de sodio
ill	=	Illita	Tf (°C)	=	Temp. de fusion
Kao	=	Caolinita			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO A-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tt °C	% eq NaCl
2060	Cl, Ep, T-A, Clz, Qs, Au, Ca, Ser. Pi, il, Ccp, Cl	267 Ep(m) 327 Qs. Ep(M) 307 (p)	0.0 a -0.1	0.0 a 0.18
2040	Cl, Ep, Qs, Wa, Au, Clz, T-A, Ca, La, Ser. Pi, il, He, Ru, Ccp, Cl			
2020	Cl, Ep, T-A, Qs, Clz, Wa, Au, La, Ser, Ca, il, He, Ccp, Bn Cl			
2000	Cl, Qs, T-A, Clz, Ep, Au, Ser, La, Wa, Ca, il, He, Ccp, Pi, Cl, Esm	260 Qs(m) 317 Qs(M) 292 (p)	-1.2 a -1.7	2.06 a 2.60
1980	Cl, Qs, Ep, Ca, Ser, T-A, La, Clz Pi, il, He, Ccp. Cl, Esm			
1960	Cl, Qs, Ep, Wa, Clz, Ca, T-A, Au, Ser. Pi, He, Ccp Cl, Esm			
1940	Cl, Clz, Qs, T-A, Ep, Au, Wa, Ser, Ca, Pi, He, Ccp, Cl, Esm			
1920	Qs, Cl, Ca, Wa, Ser, F-K, Clz, Mus, Au, Ep, La, Pi, He, Ccp, Cl, Esm			
1900	Qs, Cl, Wa, Clz, Au, Ser, Mus, Ca, Ep. Pi, He, Ccp, Cl, ill, Esm	265 Ep(m) 265 Ep(M) 265 (p)	-1.0	1.72
1880	Qs, Cl, Clz, Wa, Au, Ser, Ep, Ca, Mus, La, Pi, He, Cl, ill, Esm			
1860	Cl, Qs, Wa, Ser, Clz, Ca, La, Ep He, Pi, Ccp. Cl, ill, Esm			
1840	Cl, Qs, Ep, Ca, Wa, Clz, La, Ser. He, Pi, Ccp. Cl, Esm, ill			
1820	Qs, Cl, Ser, Ep, Wa, Clz, Ca, La He, Pi, Cl, Esm, ill			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1800	Cl, Qs, Ep, Clz, Ca, Wa, T-A, Au, Ser.	265 Qs(m)	-0.7	1.22
	He, Pi,	301 Qs(M)	a	a
	Cl, Esm, Ill,	289 (p)	-0.9	1.86
1780	Cl, Ep, Clz, Qs, Ca, Wa, Ser, T-A,			
	He,			
	Cl, Ill, Esm			
1760	Cl, Qs, Ser, Clz, Ca, Ep, La, T-A, Au,			
	Pi, He,			
	Cl, Ill, Esm			
1740	Cl, Qs, Ep, Clz, Ba, Ser, Ca, Au,			
	Pi, He,			
	Cl, Ill, Esm			
1720	Qs, Cl, Au, Ep, Clz, Ser, Wa, Ca,			
	Pi, He, Cep, Bn,			
	Cl, Ill, Esm			
1700	Cl, Qs, Au, Ep, Ca, Ser, Clz, Wa	296 Ep(m)	-1.6	2.73
	Pi, He,	315 Ep(M)	a	a
	Cl, Ill, Esm	305 (p)	-1.7	2.89
1680	Qs, Cl, Au, Ca, Ser, Ep, Clz,			
	Pi, He,			
	Cl, Ill, Esm			
1660	Qs, Cl, Au, Ser, Clz, Ep, Mus, Ca,			
	Pi, He,			
	Cl, Ill, Esm			
1640	Qs, Cl, Ser, Ep, Au, Clz, Mus, Ca, La,			
	Pi, He,			
	Cl, Ill, Esm			
1620	Cl, Ep, Qs, Clz, Mus, Ser, Ca, Au, Ba, La,			
	Pi, He,			
	Cl, Ill, Esm			
1600	Cl, Ep, Au, Qs, Mus, Ser, Clz,	275 Ep(m)		
	Pi, He,	319 Ep(M)	-0.9	1.56
	Cl, Ill, Esm	309 (p)		
1580	Ep, Cl, Qs, Mus, Ser, Au, Clz,			
	Pi, He, Cep, Di,			
	Cl, Ill, Esm			
1560	Cl, Ep, Qs, Clz, Mus, Au, Ser, La			
	He, Pi,			
	Cl, Ill, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO AZ-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1540	Cl, Qz, Ep, Au, Ser, Ah, Clz, Ca, Wa, Mus, Ba, A-E, Pi, He, Cl, ill, Esm			
1520	Qz, Ep, Cl, Ser, Ba, Au, A-E, Wa, Mus, Ca, La, Clz, Pi, He, Cl, ill, Esm	288 Qz(m) 338 Qz(M) 306 (p)	-0.7 a -0.9	1.22 a 1.56
1440	Qz, Ep, Cl, Ser, Mus, La, Wa, Clz, Pi, He, Cl, ill, Esm			
1420	Ep, Qz, Cl, Ser, Mus, La, Wa, Clz, He, ill, Cl, Esm			
1400	Ep, Qz, Cl, Ser, Wa, Mus, Clz, ill, Cl, Esm	280 Qz, Ep(m) 337 Qz(M) 29h (p)	-1.5 a -1.9	2.56 a 3.21
1380	Ep, Qz, Cl, Ser, Clz, Mus, Ca, Au, Wa, ill, Cl, Esm			
1360	Ep, Cl, Qz, Wa, Ser, FK, Clz, Ca, Cl, ill, Esm			
1340	Cl, Ep, Qz, Clz, Ser, La, FK, Mus, Ca, Cl, ill, Esm			
1320	Cl, Ep, Clz, Qz, FK, Ser, Wa, La, Pi, He, Cl, ill, Esm			
1300	Cl, Ep, Qz, Wa, Ca, A-E, Ser, Clz, FK, La, Pi, He, Cl, ill, Esm	246 Qz(m) 343 Qz(M) 306 (p)	-1.2 a -1.4	2.06 a 2.40
1280	Cl, Ep, Clz, Ser, Qz, La, A-E, Pi, He, Cl, ill, Esm			
1260	Cl, Ep, A-E, La, Clz, Wa, Ser, Qz, Au, Mus, Pi, He, Cl, Esm, ill			
1240	Cl, Ep, Ca, La, Clz, A-E, Qz, Wa, Ser, He, Cl, Esm, ill			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO AZ-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1220	Cl, Ep, Ca, Wa, Qz, Cls, La, A-E, Ser.	246 Qz(m)		
	He,	261 Qz(M)	-1.2	2.06
	Cl, Esm, ill	253 (p)		
940	Ca, Cl, Qz, La, Wa, Ser.			
	Pi, He,			
	ill, Cl, Esm			
920	Ca, Cl, Qz, La, Wa, Ser, Ep.			
	Pi, He,			
	ill, Cl, Esm			
900	Ca, Cl, Wa, Ser,			
	Pi, He,			
	ill, Cl, Esm			
880	Ca, Cl, Wa, Ser,			
	Pi, il, He,			
	ill, Cl, Esm			
860	Ca, Cl, Wa, Ser,			
	Pi, He il.			
	ill, Cl, Esm			
840	Ca, Cl, Ser, Wa,			
	il, He, Pi,			
	ill, Cl, Esm			
820	Ca, Cl, La, Ser, Wa			
	He, il, Pi,			
	Cl, ill, Esm			
800	Ca, Cl, Qz, La, Ser, Wa.	222 Qz(m)		
	He, Pi.	232 Qz(M)	-0.7	1.22
	Esm, Cl, ill	228 (p)		
780	Ca, Cl, Qz, La, Ser			
	Pi, He,			
	Esm, Cl, ill			
760	Ca, Cl, Qz, La, Ser			
	Pi, He,			
	Esm, Cl, ill			
740	Ca, Cl, Qz, La, Ser			
	Pi, He,			
	Esm, Cl, ill			
720	Ca, Cl, Qz, La, Ser			
	Pi, He,			
	Esm, Cl, ill			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
700	Ca, Cl, Qz, La, Ser, Pi, He, Esm, Cl	199 Qz(m) 224 Qz(M)	-0.7	1.22
680	Ca, Cl, Qz, La, Ser, He Esm, Cl			
660	Ca, Cl, Qz, La, Ser, He Esm, Cl			
640	Ca, Cl, Qz, La, Ser, Pi, He, Esm, Cl			
620	Ca, Cl, Qz, La, Ser, Pi, He, Esm, Cl			
600	Ca, Cl, Qz, La Ser Pi, He, Esm, Cl	163 Qz(m) 172 Qz(M) 168 (p)	-1.9 a -2.1	3.21 a 3.53
580	Ca, Qz, Cl, La, Ser, He, Pi, Esm, Cl			
560	Qz, Ca, Cl, La, Ser, He, Pi, Esm, Cl			
540	Qz, Cl, La, Ca, Ser, He, Pi, Esm, Cl			
520	La, Qz, cl, Ca, He, Pi, Esm, Cl			
500	La, Cl, Ca, Qz, Ser, He, Pi, Esm	138 Qz(m) 156 Qz(M) 145 (p)	-0.9	1.56
480	La, Cl, Ca, Qz, Ser, He, Pi, Esm			
460	Cl, La, Es, Ser, Ca, He, Pi, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
420	Cl, SA, Ser, Ca. Pi, He, Esm			
400	SA, Es. Ma, He, Pi. Esm	125 Qz(m) 125 Qz(M) 125 (p)	+ 4.6	
380	SA, Es. Ma, He, Esm			
360	SA, Cl, Ca, Ma, He, Esm			
340	SA, Es, La, Ma, He, Esm			
320	SA, Es, La. Ma, He, Esm			
300	SA, Cl. Ma, He, Esm			
280	SA, Ser, Qz, La, Ma, He, Esm			
260	SA, La, Es, Qz, Cl. Ma, He, Esm			
240	SA, La, Qz, Es. Esm			
220	SA, Es. Esm			
200	SA, Cl, Es, Qz, La. Esm			
180	Qz, Es, La, He, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-25**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
160	SA, Es. Esm			
140	Es. Esm			
120	SA, Es. Esm			
100	Es. Esm			
80	Es. Esm			
60	Es, SA, C. Esm			
40	SA, Es. Esm			
20	SA, Es. Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-50**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1500	Qz, Wk, Cl, Ser, Ca. He, H. III, Cl, Esm			
1460	Qz, L., Wk, Cl, Ca, Ser, Mus. II. III, Cl, Esm			
1460	Cl, Ser, Mus, Ca, Qz, La, Ep. He. III, Cl, Esm			
1440	Cl, Ca, Ser, Wk, La, Tal. He. III, Cl, Esm			
1420	Cl, Ca, Ser, Qz, La. He. III, Cl, Esm			
1400	Cl, Ser, Qz. He. II, Cl, Esm	166 Qz(m) 220 Qz(M) 195 (p)	-1.2	2.06
1380	Cl, Qz, Ca. H. II, Cl, Esm			
1360	Cl, Ca. II, He, H. III, Cl, Esm			
1340	Cl, Ca. II, He. III, Cl, Esm			
1320	Cl, Ca, Qz, La. He, Pi. III, Cl, Esm			
1280	Cl, Qz. He, II, H. III, Cl, Esm	181 Qz(m) 197 qz(M) 186 (p)	-0.3 a -0.8	0.53 a 1.39
1260	Cl, Qz, La, Ca. He, II. min. arc. no. oxidados			
1240	Cl, Ca, Qz. He, H. III, Cl, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-50**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1220	Cl, Ca, Qz, La, He, il, Ru, min. arc. no definidos			
1200	Cl, Qz, La, He, il, Ru, Esm, Esm/ill, Cl/ill			
1180	Cl, Ca, La, He, il, Ru, Esm, Esm/ill, Cl/ill			
1160	Cl, La, Ca, Qz, He, min. arc. no definidos			
1140	Cl, La, Ca, Qz, He, il, Ru, Esm, cl, ill			
1120	Cl, Ca, La, Qz, il, He, Ru, Esm, cl, ill			
1100	Cl, Ca, La, Qz, He, il, Ru, Esm, ill, Cl	150 Ca(m) 159 Ca(M) 152 (p)	-0.5	0.87
1080	La, Cl, Ca, Qz, He, Esm, ill, Cl			
1060	Cl, La, Ca, Ser, He, Esm, ill, Cl			
1040	Cl, Ca, La, He, il, Ru, Esm, Cl, ill			
1020	Cl, La, Ca, Qz, He, il, Pi, Ru, Esm, Cl, ill			
1000	Cl, La, Ca, Qz, Pi, He, Esm, Cl, ill			
980	Ca, Cl, Qz, La, He, Esm, ill, Cl			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-50**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
960	Ca, Cl, La, Qs, Ser, He, Esm. ill, Cl			
920	Cl, Ca, Qs, La, He, Pi, Esm. ill, Cl			
900	Cl, Ca, Qs, La, He, Esm. ill, Cl			
880	Cl, Ca, Qs, La, He, ii, Esm. Cl, ill			
860	Cl, Ca, La, Qs, He, Esm. Cl, i			
840	Cl, Ca, Qs, Ser, He, Pi, Esm. Cl, ill			
820	Cl, Ca, Ser, He, ii, Esm. Cl, ill			
800	Cl, Ca, La, He, ii, Esm. Cl, ill,	116 Ca(m) 140 Ca(M) 122 (p)	-0.3 -1.0 a -1.4	1.73 a 2.40
780	Cl, Ca, Qs, La, He, ii, Pi, Esm. Cl, ill			
760	Cl, Ca, Qs, i, He, Esm. Cl,			
740	Cl, Ca, La, Ser, Qs, Pi, He, Esm. Cl,			
720	Ca, Cl, La, Idó, He, Pi, Esm. Cl,			
700	Ca, Cl, La, He, Esm. Cl,			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-50**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
680	Cl, Ca, Pt, He, Esm.			
660	Ca, Cl, Pt, Idd, Qz, He, Pi, Esm			
640	Ca, Cl, Pt, Idd, La, Ser, Qt. He, Pi, Esm			
620	Ca, Cl, Idd, Ser, He, Esm			
600	Ca, Cl, Idd, La, Ser, Pt, Qz, He, Esm			
580	Ca, Cl, Idd, La, Ser He, Pi, Esm			
560	Ca, Cl, Idd, He, Esm			
540	Cl, Ca, Pt, Ser, He, Esm			
520	Ca, Cl, Pt, Idd, He, Esm			
500	SA, Cl, La, Ca, Qt, He, Pi, Esm, Kao			
480	SA, Cl, La, Ca, Qt, Pi, He, Esm, Kao			
460	SA, Cl, La, Ca, Qt Pi, He, Esm, Kao			
440	Ca, Cl He, He, Pr, Esm, Kao			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO A2-50**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	g eq NaCl
420	Cl, Ca, il, He, Esm, Kao			
400	Cl, Ca, il, He, Esm, Kao			
360	Cl, Ca, Idd il, He, Esm, Kao			
340	Cl, Ca, Ser, He, Pt, Esm, Kao			
320	Cl, Ca, Ser, He, Esm, Kao			
300	Cl, Pt, He, Esm, Kao			
280	Cl, Idd, Pt, He, Esm, Kao			
260	Cl, Idd, Pt, He, Esm, Kao			
240	Cl, Idd, Pt, He, il, Esm, Kao			
220	Cl, Pt, He, il, Esm, Kao			
200	Cl, Pt, He, il, Esm, Kao			
180	Cl, il, He, Esm, Kao			
160	Cl, il, He, Esm, Kao			

DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-50

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
140	Cl, il, He, Esm, Kao			
120	Cl, il, He, Esm, Kao			
100	Cl, il, He, Esm, Kao			
80	Cl, ldd, He, Esm, Kao			
60	Cl, ldd, il, He, Esm, Kao			
40	Cl, il, He, Esm, Kao			
20	Cl, il, Esm, Kao			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-26**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1 2 0 0	Cl, Ca, Qz, La, Ser, Ep, Wa.	250 Qz(m)	-0.1	0.18
	He, Pi, Ccp.	276 Qz(M)	a	a
	Esm, Cl, ill	260 (p)	-1.5	2.56
1 1 8 0	Ca, Cl, Qz, La, Ser, Wa, Ep.			
	Pi, He.			
	Esm, Cl, ill.			
1 1 6 0	Cl, Ca, Qz, Ep, Ser, La, Wa			
	He, Pi, Ccp.			
	Esm, Cl, ill.			
1 1 4 0	Cl, Ca, Qz, Ser.			
	He.			
	Esm, Cl, ill.			
1 1 2 0	Cl, Ca, Qz, Ser, Mus, La, Wa, Ep.			
	He, Pi,			
	Cl, Esm, ill.			
1 1 0 0	Ca, Cl, Ser, Qz, La, Wa, Mus,	245 Qz(m)		
	Pi, He,	302 Qz(M)	-0.4	0.70
	Cl, Esm, ill.	266 (p)		
1 0 8 0	Ca, Cl, Qz, Ser, Mus, La, Wa.			
	Pi, He,			
	Cl, Esm, ill.			
1 0 6 0	Ca, Cl, Ser, Qz, La, Mus, Wk.			
	Pi, He, Ccp,			
	Cl, Esm, ill.			
1 0 4 0	Ca, Ser, Cl, La, Qz, Wk, Mus.			
	Pi, He,			
	Cl, Esm, ill.			
1 0 2 0	Ca, Cl, Ser, Qz, La, Wa			
	Pi, He, Ccp,			
	Cl, Esm, ill.			
1 0 0 0	Ca, Cl, Qz, Ser, La, Wa.	206 Qz(m)	-3.6	8.85
	Pi, He.	242 Qz(M)	a	a
	Cl, ill, Esm	212 (p)	-6.1	9.34
9 8 0	Ca, Cl, Ser, Qz, La, Wk			
	Pi, He.			
	Cl, ill, Esm			
9 4 0	Ca, Cl, Qz, Wa, Ser			
	He.			
	Cl, ill, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-26**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Tb °C	Tf °C	% eq NaCl
920	Ca, Cl, Ser, Qz, La, Spt, He, Pi, Cl, ill, Esm			
900	Ca, Cl, Qz, Ser, He, Cl, ill, Esm	196 Qz(m) 260 Qz(M) 215 (p)	-1.2 a -4.4	2.06 a 7.01
880	Cl, Ca, Qz, Ser, La, Esp, Spt, He, Cl, ill, Esm			
860	Cl, Ca, Qz, Ser, La, He, Cl, ill, Esm			
840	Cl, Ca, Qz, Ser, La, Pi, He, Cl, ill, Esm			
820	Cl, Ca, Qz, Ser, Pi, He, Cl, ill, Esm			
800	Cl, Ca, Qz, Ser, Pi, He, Cl, ill, Esm	191 Ca(m) 247 Ca(M) 215 (p)	-1.0	1.73
780	Cl, Ca, Ser, Qz, Mus, Pi, He, Cl, ill, Esm			
760	Ca, Cl, Ser, Qz, Mus, La, Pi, He, Cl, ill, Esm			
740	Ca, Ser, Cl, Sd, Qz, Mus, Pi, He, Esm, Cl, ill			
720	Ca, Cl, Ser, Sd, Qz, Mus, Pi, He, Esm, Cl, ill			
700	Ca, Cl, La, Ser, Pi, He, Esm, ill, Cl	175 Qz(m) 263 Qz(M) 196 (p)	-1.5	2.50
680	Ca, Cl, Ser, He, Pi, Esm, ill, Cl			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-26**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
660	Ca. Sd. Cl. Ser. Il. He. Pl. Ru. Esm. Ill. Cl.			
640	Ca. Sd. Cl. Ser. Il. He. Pl. Ru. Esm. Ill. Cl.			
620	Ca. Sd. Cl. Ser. Il. He. P. Ru Esm. Ill. Cl.			
600	Cl. Ca. Ser. Il. He. P. Esm. Kac	140 Qi(m) 152 Qi(Mi) 143 (p)	+3.1	
580	Ca. Cl. Ser. La. Ru. P. Esm. Kac			
560	Cl. Ca. Ser. Il. Ru. Esm. Kao			
540	Ca. Cl. Ser. La. Ru. P. Esm. Kao			
500	La. Ca. SA. Qz. Pi. Esm. Kao			
480	Es. SA. Cl. Pi. Esm. Kao			
460	Es. La. Ser. Pi. Esm. Kac			
440	Es. Ca. Qz. SA. La. Pi. Esm. Kac			
420	Es. Qz. Ca. La. Esm. Kac			
386	SA. Es. P. Esm. Kao			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-26**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
360	La, SA, Qs, Es, Ser, Cha, Heu, Pi, Esm, Kao			
340	La, Cha, Heu, Ser, Pi, Esm, Kao			
320	Es, La, Ser, Pi, Esm, Kao			
300	Es, Esm, Kao			
280	Es, La, Esm, Kao			
260	Es, La, He, Esm, Kao			
240	Es, SA, He, Esm, Kao			
220	Es, He, Esm, Kao			
200	Es, SA, He, Esm, Kao			
180	Es, He, Esm, Kao			
160	Es, He, Esm, Kao			
140	He, Pi, Esm, Kao			
120	Es, Ser, He, Esm, Kao			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-26**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Tb °C	Tf °C	% eq NaCl
100	Es, Ser, Hc. Esm, Kao			
80	SA, Ca. Esm, Kao			
60	Esm			
40	Esm			
20	Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A PROFUNDIDAD MINERAL CONSIDERADA DEL POZO Az-18**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1320	Ca, Cl, Qz, Wa, Ser, Ep Mus.	230 Ep(m)	-0.6	1.05
	Pi, He,	233 Ep(M)		
	Cl, ill	231 (p)		
1280	Ca, Cl, Qz, Wa, Ser, Ep.			
	Pi, He,			
	Cl, ill			
1240	Cl, Ca, Qz, Wa, Ser,			
	Pi, He,			
	Cl, ill			
1220	Cl, Ca, Qz, Wa, Ser,	324 Wk(m)	-0.4	0.70
	Pi, He, il, Ru,	324 Wk(M)		
	Cl, ill	324 (p)		
1160	Cl, Ca, Qz, Wa, Ser,	252 Qz(m)	-1.2	2.06
	Pi, He, Ccp,	286 Qz(M)		
	Cl, ill	272 (p)		
1140	Qz, Ca, Cl, Wa, Ser, Mus,			
	Pi, He,			
	Cl, ill			
1120	Qz, Ca, Cl, Ser,			
	Pi, He,			
	Cl, ill, Esm			
1100	Qz, Ca, Cl, Ser, Wa			
	Pi, He,			
	Cl, ill, Esm			
1060	Qz, Ca, Cl, Wa, Ser, Ep,			
	Pi, He, Ccp			
	Cl, ill, Esm			
1040	Ca, Cl, Qz Ser, Wa.			
	Pi, He, Ccp,			
	Cl, Esm, ill			
1020	Qz, Ca, Cl, Ser, Ep.			
	Pi, He, Ccp,			
	Cl, Esm, ill			
1100	Qz, Ca, Cl, Ser, Wa			
	Pi, He,			
	Cl, ill, Esm			
1060	Qz, Ca, Cl, Wa, Ser, Ep.			
	Pi, He, Ccp			
	Cl, ill, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO AZ-18**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1040	Ca, Cl, Qz, Ser, Wa, Pi, He, Ccp, Cl, Esm, ill			
1020	Qz, Ca, Cl, Ser, Ep, Pi, He, Ccp, Cl, Esm, ill			
1000	Qz, Ca, Cl, Ser, Pi, He, Cl, Esm, ill	236 Qs(m) 274 Qs(M) 287 (p)	+0.2	
980	Cl, Qz, Ca, Ser, Pi, He, Cl, Esm, ill			
960	Cl, Qz, Ca, Ep, Ser, Pi, He, Esm, Cl, ill			
940	Cl, Qz, Ca, Ep, Ser, Pi, He, Ccp, Esm, ill, Cl			
920	Cl, Ca, Qz, Ser, Pi, He, Ccp, Esm, ill, Cl			
900	Qz, Cl, Ca, Ep, Ser, il, He, Ru, Esm, ill, Cl	215 Qs(m) 262 Qs(M) 232 (p)	-1.0	1.73
880	Ca, Cl, Qz, Ser, He, Pi, Esm, ill, Cl			
860	Qz, Ca, Cl, Ser, Pi, He, Ccp, Esm, ill, Cl			
840	Cl, Ca, Qz, Wa, Ser, He, Pi, Esm, ill, Cl			
820	Cl, Ca, Ser, He, Pi, Ccp, Esm, Cl, ill			
800	Cl, Ca, Qz, Ser, He, Pi, Esm, ill, Cl	190 Qs(m) 237 Ca(M) 212 (p)	-0.5	0.87

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-18**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
780	Cl, Ca, Qz, Ser. He, Pi, Esm, Cl, ill			
760	Ca, Cl, Qz, Ser, He, Pi, Esm, Cl, ill			
740	La, Qz, Ca, Cl, Ser, Ma, He, Pi, Esm, Cl, ill			
720	Qz, La, Ma, He, Esm, Cl, ill			
700	Qz, La, Ma, He, Esm, Cl, ill			
680	Qz, Ca, La, Ma, He, Esm, Cl, Kao			
660	Qz, La, Ca, Ma, Esm, Cl, Kao			
640	Qz, La, Ca, Ma, Esm, Kao, Cl			
620	Qz, La, Ma, Esm, Kao, Cl			
600	La, Qz, Ma, He, Esm, Kao, Cl			
580	La, Qz, Ca, Ma, He, Pi, Esm, Kao			
560	La, Qz, Es Ma, He Esm, Kao			
540	La, Qz, Es, Ca, Ma, He Esm, Kao			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO AZ-18**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Tb °C	Tf °C	% eq NaCl
520	La, Es, Qs, Ms, He, Esm, Kao,			
500	La, Es, Qs, Ms, He, Esm, Kao,			
480	La, Qs, Es, Ms, Esm, Kao,			
460	Es, La, Qs, Ms, Esm, Kao,			
440	Es, La, Qs, Ms, He, Esm, Kao,			
400	La, Es, Ms, Esm, Kao,			
380	La, Es, Ms, He, Esm, Kao,			
342	SA, Es, La, He, Esm, Kao,			
320	Es, La, He, Esm, Kao,			
300	Es, La, He, Esm, Kao,			
280	Es, La, He, Esm, Kao,			
260	Es, La, He, Esm, Kao,			
240	Es, La, He, Esm, Kao,			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-18**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
220	Es, La, Hc, Esm, Kao,			
200	Es, La, Hc, Esm, Kao.			
160	SA. Es, Hc, Esm, Kao,			
140	Es, La, Hc, Esm, Kao.			
120	Hc, Esm, Kao.			
100	Hc, Esm, Kao,			
80	Esm, Kao,			
60	Hc, Esm, Kao,			
40	Cha, Hc, Esm, Kao.			
20	Cha, Hc, Esm, Kao.			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-35**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
1080	Qs. Ca, Ser, Mus.	282 Qs(m)		
	Pi, Ma.	274 Qs(M)	-1.3	2.23
	Ill, Cl, Esm	264 (p)		
1060	Qs, Ser, Ca, Cl, Wa: Mus. Ep.			
	Pi, Ma. Ill, Cl, Esm			
1040	Ser, Wa, Qs, Ca, Mus.			
	Pi, Ma. Cl, ill, Esm			
1020	Ser, Qs, Ca.			
	Pi, Ma. Cl, ill, Esm			
1000	Ser, La, Qs, Ca, Ep, Cl, Mus, FK	232 Qs(m)	-0.4	0.70
	Pi, Ma, He.	261 Qs(M)	a	a
	Cl, ill, Esm.	243 (p)	-2.4	6.01
980	Ser, Ca, La, Qs, Mus, Ep.			
	Pi, Ma, He. Cl, ill.			
960	Ser, Ca, La, Qs, Mus, Ep.			
	Pi, Ma, He. ill, Cl			
920	Ser, Qs, Ca, Ep, Cl.			
	Pi, Ma, He. ill, Cl			
900	Ser, Ca, Qs, La, Ep.	206 Qs(m)	-0.4	0.70
	Pi, Ma, He.	277 Qs(M)	a	a
	ill, Cl	220 (p)	-1.2	2.06
880	Ser, Ca, Qs, La, Mus, Cl.			
	Pi, Ma, He. ill, Cl, Esm			
780	Ser, Ca, Qs, Ep, La, Cl, Mus	177 Qs(m)	-3.4	5.55
	Pi, He.	212 Qs(M)	a	a
	ill, Esm	190 (p)	-12.0	16.04
760	Ser, Ca, Qs, Mus.			
	Pi, He. ill, Esm			
740	Ser, Ca, Qs			
	Pi, He. Esm, ha			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-35**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
720	Ser, Qz, Ca, La. Pi, He, Kao, Esm			
700	Ser, Ca, Qz, La. Pi, He, Kao, Esm	169 Qz(m) 244 Qz(M) 204 (p)	-1.7 a -3.9	2.89 a 6.29
680	Ser, Qz, Ca, La, Mus. Pi, He, Kao, Esm			
660	Ser, Qz, Ca, La, Mus. Pi, He, Kao, Esm			
640	Ser, Ca, La, Qz. He, Pi, Kao, Esm			
620	Ser, Ca, La, Qz. Pi, He, Kao, Esm			
600	Ser, Ca, La, Qz, Cl. Pi, He, Kao, Esm	146 Qz(m) 149 Qz(M) 148.5 (p)	-0.9 a -1.0	1.66 a 1.73
580	Qz, Ca, La, Ser, Cl. Pi, He, Kao, Esm			
560	Qz, Ca, La, Cl, Ser. Pi, He, Kao, Esm			
540	Qz, Ser, Ca, Cl, La, He, Pi, Kao, Esm			
520	Qz, Ca, Ser, La, Cl. He, Pi, Kao, Esm			
500	Qz, Ser, Ca, Th. He, Ma, Pi, Kao, Esm			
480	Qz, Th, Ser, Ca. Pi, He, Ma, Kao, Esm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y  
SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-35**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
460	Qz, La, Th, Ser, Cl, Ca, SA, Pi, He, Ma, Kao, Esm			
440	Ser, La, Qz, Pi, He, Kao, Esm			
420	Qz, La, Cl, Ca, Pi, He, Kao, Esm			
400	La, Qz, Cl, Pi, He, Kao, Esm			
380	La, Qz, Pi, He, Ma, Kao, Esm			
360	Qz, La, Pi, He, Kao, Esm			
340	He, Ma, Kao, Esm			
320	He, Kao, Esm			
300	Es, Pi, He, Kao, Esm			
280	La, Es, He, Kao, Esm			
260	Es, La, Est, Kao, Esm			
240	La, Es, Kao, Esm			
220	La, Ser, Lsm			

**DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA Y SALINIDAD A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA DEL POZO Az-35**

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th °C	Tf °C	% eq NaCl
200	La, Es. Kao, Esm			
180	La, Es. Kao, Esm			
160	La, Es. Kao, Esm			
140	Es, La, Esm, Kao			
120	Es, Esm, Kao			
100	La, He, Esm, Kao			
80	Esm, Kao			
60	Esm, Kao			
40	Esm, Kao			
20	Esm, Kao			